

— 2014年度 日本海洋学会 岡田賞受賞記念論文 —

海水生産量のグローバルマッピング及び 深層水形成域の特定と変動解明*

田村 岳史^{1,2,3}

要 旨

高緯度域における海水生産およびそれに伴う高密度水生成は、海洋熱塩循環の主要な駆動力の1つであり、これによって大気と海洋中深層との熱・物質交換が行われている。本研究は、薄氷（ポリニヤ）域の氷厚分布を衛星データから検出して熱収支計算を行うことによって、両極での海水生産量分布を初めて求めたマッピング手法とその成果の概略を示している。このマッピングはまた、今までよくわかっていなかった海水域での表面熱塩フラックス条件を与えている。さらにこのマッピングから、東南極のダンレー岬ポリニヤでの海水生産量がロス海沿岸ポリニヤに次いで2番目に高いことが明らかになり、これが南極底層水の第4の源である可能性も示唆された。

キーワード：南極底層水，ポリニヤ，海水生産，衛星リモートセンシング，極域

1. はじめに

地球規模の海洋の熱塩・物質循環を駆動しているのは、高緯度域で起こっている高密度水の沈み込みであり、これによって大気と海洋中深層との熱・物質交換が行われている。世界で最も重く、深層循環の最も重要な駆動源

である南極底層水の形成に対して、南極沿岸ポリニヤにおける多量の海水生産に伴う高密度水生成が重要な役割を果たしていると考えられている (Gordon and Comiso, 1988)。沿岸ポリニヤは主に風や海流によって海水が運び去られることが原因で出現し維持される薄氷域である (Morales Maqueda *et al.*, 2004)。冬季において、ここで大気に対する熱損失は他の一般の海水域と比べて1～2オーダー大きく、海水が活発に生産されている。しかしながら、現場観測が難しい海域であるため、南大洋・北極海の海水総生産に対して大きく貢献し、熱塩フラックスの極大となっている沿岸ポリニヤでの海水生産について定量的な議論は行われてこなかった。本研究の目的は、両極における海水生産量の空間分布および各沿岸ポリニヤでの海水生産量の経年変動を明らかにすることである。

* 2014年12月26日受理；2015年4月3日受理

著作権：日本海洋学会, 2015

1 国立極地研究所 〒190-8518 東京都立川市緑町10-3

2 総合研究大学院大学 〒190-8518 東京都立川市緑町10-3

3 Antarctic Climate and Ecosystems Cooperative Research Centre, University of Tasmania, 20 Castray Esplanade, Hobart, Tasmania 7000, Australia

TEL: 042-512-0682

e-mail: tamura.takeshi@nipr.ac.jp

本研究では、海洋の深層水の源となっている海水生産を、衛星リモートセンシングという手法を用いて宇宙から定量的に見積もることを試みる。沿岸ポリニヤは空間的・時間的に大きく変動するが、数多くある衛星センサーの中でも、受動型マイクロ波放射計（以下マイクロ波放射計）という種類のデータは、夜や雲の影響をあまり受けずに両極において1日単位で連続的にデータを取得することができる上に、薄氷域（沿岸ポリニヤ）と厚氷域とを識別して薄氷厚を検出するポテンシャルを持っている。沿岸ポリニヤの氷厚がわかると、熱収支計算からそこでの熱損失を計算することができ、熱損失は主に海水生成に使われるとの仮定の下で、原理的に海水生産量を見積もることができる。いくつかのローカルな研究が、マイクロ波データと熱収支計算の組み合わせによって、海水生産量の見積もりを行ってきた（Martin and Cavalieri, 1989; Cavalieri and Martin, 1994; Markus *et al.*, 1998; Renfrew *et al.*, 2002; Martin *et al.*, 2004; 2005; 2007）。しかしながら、これらの過去の研究は、マイクロ波データによる沿岸ポリニヤの検出に関していくつかの問題を抱えている。1つ目の問題は、薄氷域を検出することはできるが、南極沿岸ポリニヤにおける現場観測データとの検証を行っていないため、熱損失は薄氷厚に対して非常にセンシティブであるにもかかわらず、絶対値としての厚さを見積もることが難しいということである。2つ目の問題は、沿岸ポリニヤ周辺には定着氷や棚氷が多く存在し、これらは変動したり割れ出したりすることがある上に、薄氷と似たマイクロ波特性を示すので、ポリニヤ域との区別が難しく誤評価されやすいということである。3つ目の問題は、マイクロ波データの分解能が沿岸ポリニヤのスケールに対して必ずしも十分に細かくはないということである。

1つ目の問題に関しては、衛星データ検証観測（ARISE; *Antarctic Remote Ice Sensing Experiment* 2003）において南極沿岸ポリニヤでの *truth* 氷厚データを得ることができたので、これを利用して薄氷厚を見積もるアルゴリズムを作成した。まず、ARISEでの沿岸ポリニヤの現場観測データと比較することによって、南大洋で衛星赤外放射計 *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) データから氷厚を見積もる手法を開発した（Tamura *et al.*, 2006）。次に、AVHRRデー

タから推定したこの氷厚を比較・検証データとして用いて、衛星マイクロ波放射計 *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) データから0.2 m以薄のポリニヤ域を検出し、その薄氷厚を与えるアルゴリズムを提出した（Tamura *et al.*, 2007; Tamura and Ohshima, 2011）。現場データとSSM/Iデータを直接比較せずに、両者の中間の空間分解能を持つAVHRRデータを介することによって、分解能の大きな違いによる検証データの代表性の問題を解決した上で、この薄氷アルゴリズムの確からしさを現場観測データから裏付けている。2つ目の問題に関しては、SSM/Iデータの分散分布上において、定着氷や棚氷が大陸の氷床と同じ分布を示す特徴を利用して、それらを検出して薄氷域との区別を行った（Tamura *et al.*, 2007）。3つ目の問題に関しては、薄氷アルゴリズムが氷厚を熱的氷厚として見積もることによって、分解能の問題を最小化している（Tamura *et al.*, 2007; Tamura and Ohshima, 2011）。熱的氷厚とは、様々な厚さの海水が存在する各SSM/I格子内の合計熱損失を再現できる様な厚さの海水を仮定して計算された氷厚である。この氷厚は各格子における熱損失に直接対応しているため、熱収支を計算するのにも適している。本研究では、以上のマイクロ波による薄氷厚の検出に関する問題がある程度克服したと考え、高分解能のSSM/I 85GHzデータを使用することができる1992年以降のデータを用いて、上記のアルゴリズムと熱収支計算とを組み合わせる海水生産量を求める。

2. AVHRR 熱的氷厚の現場検証

2003年9-10月に東南極ウィルクスランド沖で豪碎氷船オーロラオーストラリスによって海水観測（ARISE; *Antarctic Remote Ice Sensing Experiment*）が行われた。船がケーシー基地に立ち寄った際に、ビンセンネス湾ポリニヤを通過した。船首に設置した放射温度計と舷側に設置したビデオモニタリングシステムによって、海水表面温度データと氷厚データを取得した。この節では、ポリニヤ（薄氷域）においてAVHRRデータを用いた熱収支計算を通して氷厚を見積もる方法を適用し、現場観測データから得られる氷厚と比較することによって、この方法が南極海においても適用できるかどうかを検証する。

南極海において多くの AVHRR データが取得可能なので、この方法の有効性が確認されることは、南極沿岸ポリニヤでの氷厚推定に対して大きく貢献する。使用データや解析方法等の詳細は、Tamura *et al.* (2006) をご参照いただきたい。

2.1 結果

熱収支計算をする前にまず、Key *et al.* (1997) の式を用いて AVHRR の ch4 と ch5 データから計算した表面温度を検証するために、現場の放射温度計で測定した表面温度と比較する (Fig. 1a)。AVHRR データが測定された時間の船の位置に最も近い格子の AVHRR データと、その時間に測定された放射温度計データを使用する。AVHRR データが水蒸気の影響を受けている場合を除き、昼夜を問わず観測期間中の全てのデータを使用する。AVHRR マイナス放射温度計表面温度のバイアスは -0.50 K、両者の差の標準偏差は 0.728 K であった。この誤差は、Key *et al.* (1997) における観測結果との誤差と比べて小さい。この結果は、AVHRR から計算した表面温度を熱収支計算に適用できることを示している。

上記の表面温度データを用いて熱収支計算から求めた AVHRR 熱的氷厚と放射温度計氷厚とを比較する (Fig. 1b)。氷厚を見積もることができる時間が限られているため (現地時間で 02:00 ~ 06:00)、比較データの数は表面温度の比較の場合と比べて少ない。氷厚の見積もりは氷厚 0.5 m 以下の海水に対して有効であるので (Yu and Rothrock, 1996)、 0.5 m 以下の場合のみプロットしている。図には示さないが、AVHRR 氷厚が 0.5 m 以上と見積もられたデータが 2 例あり、この 2 例とも放射温度計氷厚でも 0.5 m 以上と見積もられた。氷厚 0.5 m 未満のデータ数は 6 と少ないが、この限りでは、AVHRR 氷厚と放射温度計氷厚はほぼ同様の値を示し、その差の平均値は 0.033 m であった。

Fig. 2 は、10/19 の昼間にピンセンネス湾ポリニヤ内を航行してケイシー基地から離れた時に、AVHRR 熱的氷厚・ビデオ氷厚・目視観測氷厚を航路に沿って比較した図である。AVHRR 熱的氷厚に関しては、10/19 の 05:29 (現地時間) のデータから見積もった AVHRR 熱的氷厚の空間分布を用いて、各時間の船の位置に最も近い格子

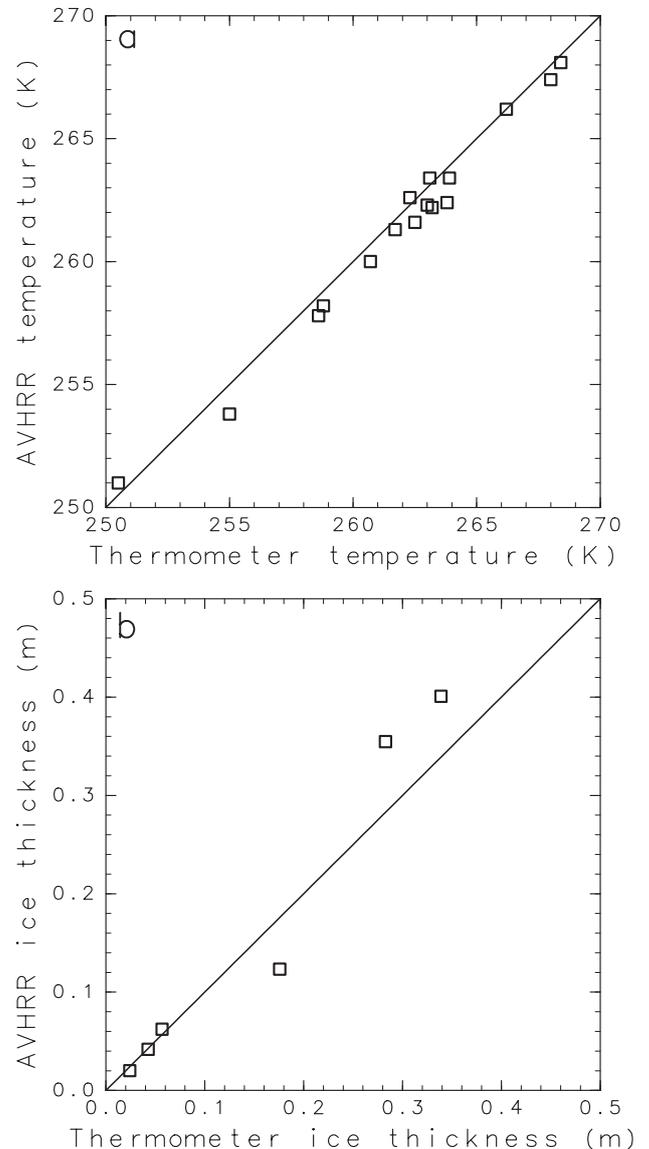


Fig. 1. Scatter plots of (a) the AVHRR temperature vs thermometer temperature; and (b) the AVHRR ice thickness vs the thermometer ice thickness. (From Tamura *et al.* 2006)

の AVHRR 熱的氷厚を使用している。Fig. 2 の 0 km 地点と 100 km 地点の時刻はそれぞれ 10/19 の 06:00 と 14:00 (現地時間) である。この日のこのポリニヤにおける 06:00 ~ 14:00 の平均熱フラックスは約 -20 W/m² なので、この間に海水が成長・融解して氷厚が変化する分は無視できる。従って 05:29 の AVHRR 熱的氷厚を

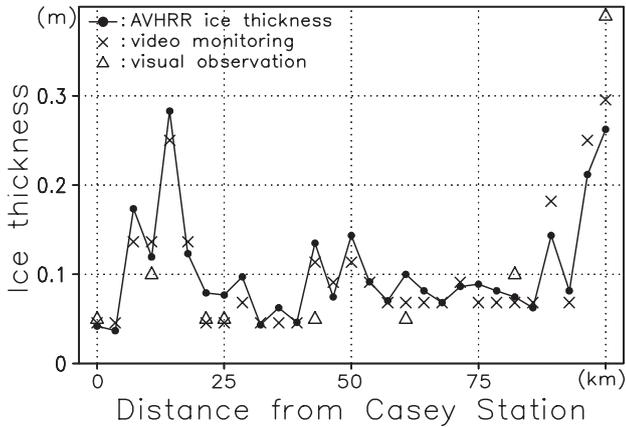


Fig. 2. Comparison of sea-ice thickness derived from the three methods along the cruise track in the Vincennes Bay polynya during the daytime, with the abscissa being the distance from Casey Station. (From Tamura et al. 2006)

全ての点でそのまま使うことは問題ないと考えられる。AVHRR マイナスビデオ氷厚のバイアスは+0.005 m, 両者の差の標準偏差は0.022 mであった。また、目視観測氷厚と比べても、AVHRR氷厚はそれほど違いがない。

以上の結果から考えると、薄氷域において、衛星データとグローバルデータを用いて導出した氷厚が、現場データのみを用いて導出した氷厚と比べても、氷厚の直接現場観測データと比べてもよく一致していることが示された。本研究の結果は、AVHRRデータとECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Fore-

casts) データを用いて熱収支計算から氷厚を見積もる方法の南極海における有効性をサポートするものである。

2.2 議論

マイクロ波放射計のデータは、夜や雲に関係なく全南極海において1日単位のデータを得ることができる。マイクロ波データから沿岸ポリニヤの氷厚を求めることができれば、そこでの熱フラックスやそれに伴う海水生産量を定量的に議論することができる。AVHRRデータから見積もられる氷厚は、現場の直接観測から得られる氷厚よりもより大きい空間スケールを代表している。このAVHRR熱的氷厚はマイクロ波データとの比較・検証データとして用いることができる。過去の研究によると (e.g., Cavalieri, 1994; Martin et al., 2004), マイクロ波各周波帯輝度温度の極性比 (PR: Polarization Ratio) 値 $[(TB_v - TB_h) / (TB_v + TB_h)]$ (鉛直編波輝度温度 (TB_v) と水平編波輝度温度 (TB_h) の差をその和で割ったもの; 海水域の場合は通常は0~0.3の値を示し, 0.3付近は海水面の場合が多い) は、薄氷などの海水成長初期過程において、海水が成長するにしたがってその値は小さくなる。そこで、85-GHzと37-GHzのPR値 (PR-85とPR-37) と本研究のAVHRR熱的氷厚とを比較する。

Fig. 3a-cはそれぞれ、ケイシー基地沖でのAVHRR表面温度とAVHRR熱的氷厚とPR-85の空間分布の一例である。Fig. 3a, bとFig. 3cとを比較すると、水蒸気の影響を受けていない格子において、PR値が小さい領

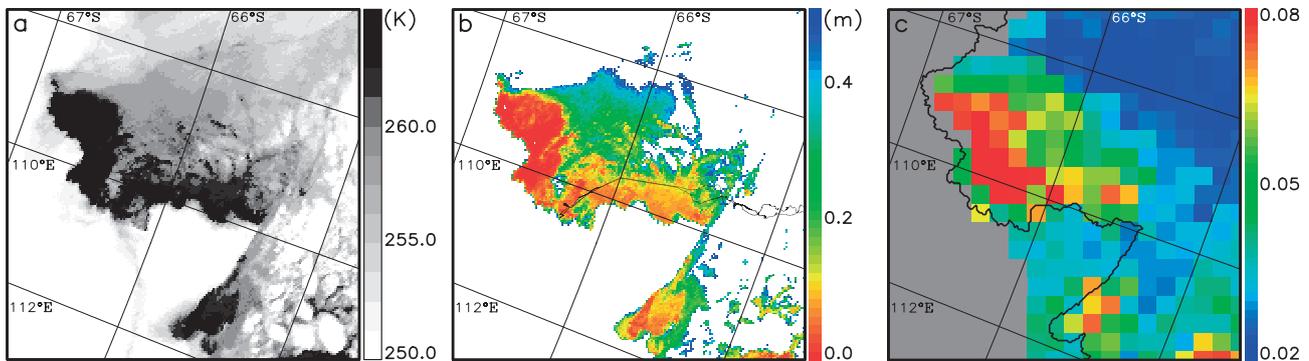


Fig. 3. Comparison of the AVHRR and SSM/I imagery for the Vincennes Bay region of East Antarctica on 19 October 2003. See Tamura et al. (2006) for further description. (From Tamura et al. 2006)

域と AVHRR 熱的冰厚が薄い領域 (ポリニヤ) の位置がよく対応していることが示されている。サンプル数は少ないが、過去の研究と同様に、PR は AVHRR 熱的冰厚とある程度の比例関係があると言える。この結果は、今後マイクロ波データから氷厚を見積もるアルゴリズムを作成するのに役立つデータを提供するものである。

3. 薄氷厚アルゴリズムの開発

本研究では、マイクロ波データの中でも空間解像度が 12.5 km と最も細かい、SSM/I 85GHz 輝度温度データを主に使用した。この 85GHz データは大気の影響を受けやすいことに注意する必要がある。マイクロ波特性を利用して SSM/I データから薄氷厚を見積もるアルゴリズムを作成するには、その根拠となる比較・検証データが必要である。南極沿岸ポリニヤでの氷厚に関する現場観測データは限られており、その中で 12.5 km から 25 km の空間解像度を持つ SSM/I の格子スケールを代表できるデータは無い。しかし空間解像度数 km の AVHRR データによる表面温度からは氷厚を原理的に導出でき (Yu and Rothrock, 1996; Drucker *et al.*, 2003), SSM/I の格子スケールでの比較・検証が可能となる。本研究ではこの AVHRR データから導出した氷厚を SSM/I データとの比較・検証データとして用い、その検証地域として、ウェッデル海沿岸ポリニヤ・ロス海沿岸ポリニヤ・メルツポリニヤ・ケープダンレーポリニヤの 4 つのポリニヤを選んだ。使用データや解析方法等の詳細は、Tamura *et al.* (2007) をご参照いただきたい。

3.1 AVHRR 熱的冰厚の導出

2 節と同様の方法で、AVHRR 熱的冰厚を導出する。12.5 km の AVHRR 格子で表わされている熱的冰厚は、SSM/I データと比較するために 12.5 km の SSM/I 格子に平均化する必要がある。1 つの SSM/I 格子内には様々な熱的冰厚を持つ AVHRR 格子が存在するため、これらを単純に平均した氷厚の熱フラックスはこの格子内の合計熱フラックスに必ずしも一致しない。本研究では、SSM/I 格子内の氷厚を均一と仮定して、この格子内で発生する合計熱損失に対応する氷厚を計算し、これを

SSM/I 格子における熱的冰厚とした。ここで熱的冰厚を SSM/I 格子内で発生する合計熱損失に対応するよう計算したこと、さらに SSM/I から見積もられる薄氷厚の比較・検証データとしてこの熱的冰厚を用いたことは、熱フラックス・海水生産量の見積もりに使用するのに適したアルゴリズムを提出するという意図がある。Fig. 4a-d はそれぞれ、ロス海沿岸ポリニヤ・メルツポリニヤでの AVHRR 表面温度と熱的冰厚の空間分布の一例である。ここでの AVHRR 表面温度は AVHRR データ本来の格子で描かれている。この SSM/I 格子に平均化された熱的冰厚を、次節での SSM/I データに対する比較・検証データとして用いた。

3.2 薄氷厚アルゴリズム

本節では、前節で記述した AVHRR 熱的冰厚を比較・検証データとして用いて、SSM/I データから薄氷域を検出し薄氷厚を見積もるアルゴリズムを考える。薄氷域と厚氷 (一年氷) 域とでは一年氷域の方がはるかに広いので、一年氷域を薄氷域と少しでも誤評価すると、薄氷域の出現頻度を大きく変えてしまう。そこで一年氷を薄氷域と誤評価しないように、薄氷域の検出を行う。また、実験・観測などからわかっているマイクロ波特性を反映させるというスタンスでアルゴリズムを考える。過去の研究によると、マイクロ波各周波帯輝度温度の PR 値は、薄氷などの海水成長初期過程において、海水が成長するにしたがって小さくなる (Cavalieri, 1994)。このように PR 値は氷厚に依存することがわかっているため、PR-85 と PR-37 を主パラメーターとしてアルゴリズムを作ること考える。Fig. 4e-h はそれぞれ、ロス海沿岸ポリニヤ・メルツポリニヤでの PR-85 と PR-37 の空間分布の一例である。ロス海沿岸ポリニヤ・テラノヴァベイポリニヤ・メルツポリニヤでそれぞれ PR 値が高い。

まず AVHRR 熱的冰厚と PR 値がどのような関係にあるかを調べる。10 例 (ウェッデル海沿岸ポリニヤ: 2 例・ロス海沿岸ポリニヤ: 2 例・メルツポリニヤ: 4 例・ケープダンレーポリニヤ: 4 例) のスナップショットにおける、SSM/I データからの PR 値と AVHRR 熱的冰厚の関係を調べた。この際、SSM/I 格子内の AVHRR 熱的冰厚がほぼ一樣な場合のみを用いた。ここでの一樣とは、1 つの

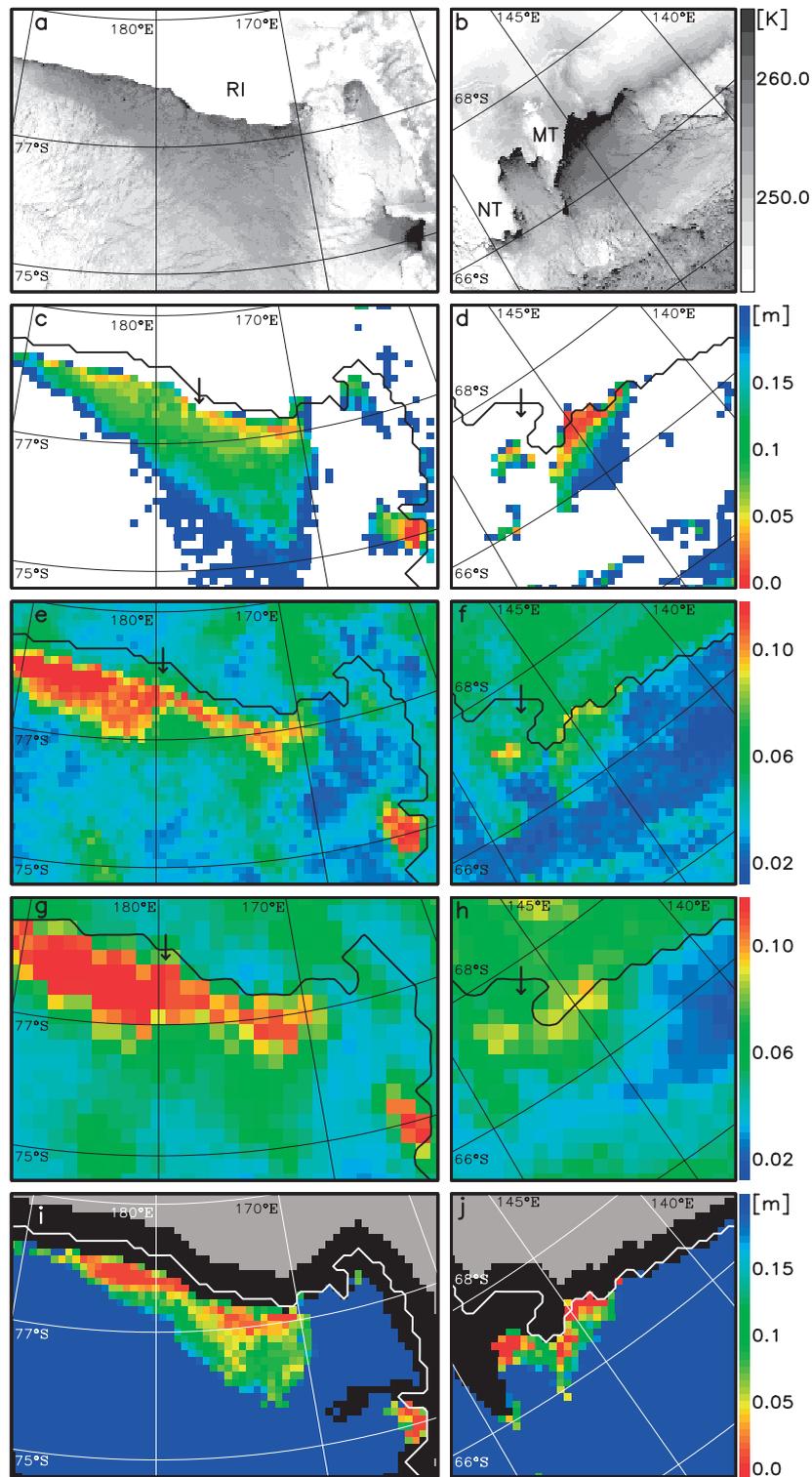


Fig. 4. AVHRR ice surface temperature imagery, AVHRR thermal ice thickness, and spatial distribution of polarization ratio of SSM/I 85 GHz and 37 GHz. See Tamura et al. (2007) for further description. (From Tamura et al. 2007)

SSM/I格子内の全 AVHRR 格子での熱的水厚の 70% 以上が、SSM/I格子に平均化された AVHRR 熱的水厚の約 ± 0.05 m 以内に収まっている場合である。Fig. 5a は全 10 例から PR-85 と AVHRR 熱的水厚との関係を示す分散分布である。主成分直線を引くと、サンプル数 1274 に対して主成分の寄与率は 95.5%、PR-85 に対する AVHRR 熱的水厚の主成分直線からの標準偏差は ± 0.04 m 程度であった。この図に表現されていない AVHRR 熱的水厚 0.2 m 以上の集合における PR-85 の平均値は約 0.027、標準偏差は約 0.009 であった。AVHRR 熱的水厚 0.2 m 以上の集合において、PR-85 が平均値 + 2σ である 0.045 より大きい事例は集合全体の約 5% であった。PR-85 が 0.045 より大きい事例を主成分直線上

で見ると、AVHRR 熱的水厚が約 0.1 m よりも薄い領域に対応する。つまり 0.2 m 以上の厚い海水を 0.1 m 以下の薄氷と過小評価する可能性は約 5% ということになる。本研究では 0.1 m 以下の範囲において、この主成分直線を PR-85 からの薄氷厚の見積りに用いる。マイクロ波の周波帯に依存する性質によると、85GHz 周波帯のデータにおける雪のない海水の *skin depth* は 0.1 ~ 0.15 m である。PR-85 から見積もる薄氷厚の範囲を 0 ~ 0.1 m としたのは、このマイクロ波特性にも基づいている。

同様のことを PR-37 においても行った。Fig. 5b は全 10 例から PR-37 と AVHRR 熱的水厚との関係を示す分散分布である。主成分直線を引くと、サンプル数 349 に対して主成分の寄与率は 98.9%、PR-37 に対する

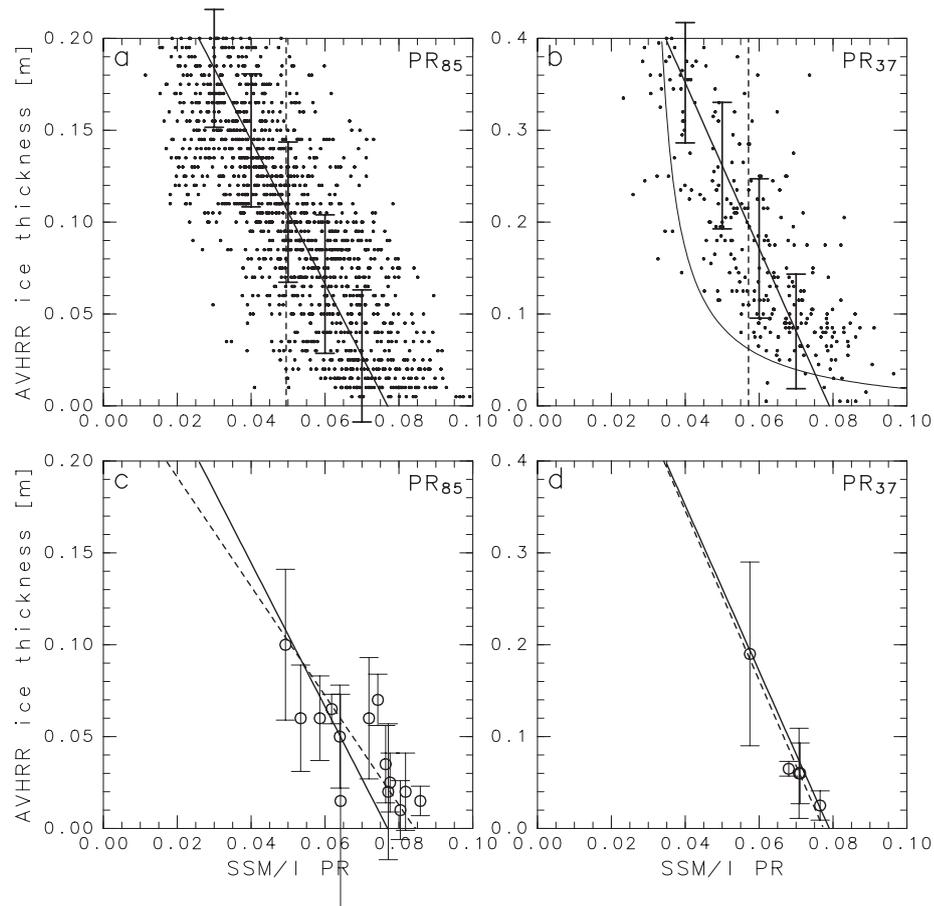


Fig. 5. Scatterplot of AVHRR thermal ice thickness on the vertical axis and SSM/I PR for (a), (c) 85 GHz and (b), (d) 37 GHz on the horizontal axis. See Tamura et al. (2007) for further description. (From Tamura et al. 2007)

AVHRR 熱的冰厚の主成分直線からの標準偏差は ± 0.08 m 程度であった。AVHRR 熱的冰厚 0.5 m 以上の集合における PR-37 の平均値は約 0.037, 標準偏差は約 0.0095 であった。AVHRR 熱的冰厚 0.5 m 以上の集合において, PR-37 が平均値 + 2σ である 0.056 より大きい事例は集合全体の約 5% であった。PR-37 が 0.056 より大きい事例を主成分直線上で見ると, AVHRR 熱的冰厚が約 0.2 m よりも薄い領域に対応する。つまり 0.5 m 以上の厚い海水を 0.2 m 以下の薄氷と過小評価する可能性は約 5% ということになる。本研究では 0.1 ~ 0.2 m の範囲において, この主成分直線を PR-37 からの薄氷厚の見積もりに用いる。

以上から, 薄氷厚アルゴリズムは以下のようなものとした。最初に PR-85 が 0.045 以上のピクセルを 0 ~ 0.1 m の薄氷域とし, 式 (1) からその氷厚を計算する。次に残ったピクセルの中で PR-37 が 0.056 以上のピクセルを 0.1 ~ 0.2 m の薄氷域とし, 式 (2) からその氷厚を計算する。

$$\begin{aligned} \text{Thin ice thickness} = & - 3.879 \times (\text{PR-85}) \\ & + 0.2994 \quad (\text{PR-85} \geq 0.045; 0 \sim 0.1 \text{ m}) \quad \text{--- (1)} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Thin ice thickness} = & - 7.987 \times (\text{PR-37}) \\ & + 0.6333 \quad (\text{PR-37} \geq 0.056; 0.1 \sim 0.2 \text{ m}) \quad \text{--- (2)} \end{aligned}$$

式 (1) で 0 m 以下となる (すなわち PR-85 が 0.077 以上) ピクセルの氷厚を 0.01 m, 式 (2) で 0.1 m 以下となる (すなわち PR-37 が 0.067 以上) ピクセルの氷厚を 0.1 m とした。沿岸ポリニヤの中で, 沿岸に近く氷厚が薄い主要部分は 85GHz で検出される場合が多いので高解像度で, 一年氷に近い周辺の部分は 37GHz で検出される場合が多いので低解像度で検出されることになる。同一ピクセルにおいて PR-85 と PR-37 から見積もられるそれぞれの薄氷厚を比較すると, 両者の間には解像度の違いや内挿作業が原因となる違いがある。大気の影響を受けると, この範囲を超えて, PR-85 が薄氷厚を過大評価することがある。この問題についての詳細は, Tamura *et al.* (2007) をご参照いただきたい。

このアルゴリズムは海水域と開放水面域との区別をする事ができないため, このアルゴリズムを実際に全南極海に適用する際は, NASA team algorithm 2 (NT2) (Markus and Cavalieri, 2000) と組み合わせる。まず, NT2 アルゴリズムから海水密度度 15% の閾値を使用して

海水域と開放水面域に分割し, 海水域のピクセルに対して本研究のアルゴリズムを使用する。本アルゴリズムで氷厚 0.2 m 以上と判断された海氷は一年氷とする。Fig. 4i, j は, ロス海沿岸ポリニヤ・メルツポリニヤにおける SSM/I データから見積もった薄氷厚の空間分布の一例である。ロス海沿岸ポリニヤ・テラノヴァベイポリニヤ・メルツポリニヤは, それぞれ 0.2 m 以下の薄氷域として表現されている。Fig. 4c, d の AVHRR 熱的冰厚と比較すると, 形状や場所がよく一致していることが示されている。

3.3 定着氷の検出

南極沿岸ポリニヤ周辺には海水起源の定着氷が多く存在する。本研究では海水起源の定着氷に加え沿岸の棚氷等も含めて便宜上みな定着氷と呼ぶことにする。これら定着氷は薄氷と似た PR 特性を示すので薄氷との区別が難しい。NASA team algorithm や Bootstrap algorithm においても, この問題のために例えば, ロス海沿岸ではロス棚氷が低海水密度度域として誤評価されている場合がある (Comiso and Steffen, 2001)。沿岸ポリニヤは, メルツポリニヤ付近などの東南極沿岸域で顕著に見られるように, 定着氷のすぐ隣で形成される場合が多い。さらに, 定着氷の張り出しは流出・蓄積によって変動し, 棚氷や氷山割れ出したり移動したりし, 12.5 km 格子においてこれらの位置が 1 月に最大で数ピクセル分の距離変動する。以上より, 沿岸ポリニヤを正確に検出するためには, 定着氷の位置やその変動を検出することが不可欠である。Fig. 4c と Figs. 4e, g を比べると, 薄氷と同様に PR 値の大きい矢印で示した領域はロス棚氷であることが示される。同様に Fig. 4d と Figs. 4f, h を比べると, 薄氷と同様に PR 値の大きい矢印で示した領域は, メルツ氷舌を含む定着氷が存在する場所であることが示される。図には示さないが, 例えばリュツォ・ホルム湾においては, 定着氷は PR 値が大きいため, PR 値そのものからは薄氷域と見なされる値となっている。

海水のマイクロ波特性によると, 85GHz 鉛直偏波の輝度温度は, 他の種類の海水と比べて多年氷が最も低い値を示す。これは多年氷の表層塩分が比較的少ないため, 他の種類の海水と比べてマイクロ波輝度温度が, 表面温

度情報をより反映したものとなることによる。この多年氷のマイクロ波特性は南極においては、沿岸付近の氷床・定着氷のそれに近いと考えられる。この定着氷の中で、陸氷起源の棚氷・氷舌・冰山は氷床に近い特性を持つと考えられる。海水起源の沿岸定着氷も蓄積から時間が経てば氷床に近い特性を持つと考えられる。この性質を利用して、棚氷の内部や氷床等の安定している陸氷を参照して、棚氷・氷舌の縁や沿岸定着氷・冰山等の沿岸で変動している定着氷を検出することを考える。85GHz 水平・鉛直輝度温度の分散分布を見ると、定着氷と氷床は、PR 値については薄氷に近い値を示すが、分散分布上では薄氷と異なる分布を示す。また、この分散分布上では定着氷と氷床が似た分布を示すことがわかる。

以上の性質に基づいて、以下の方法で定着氷を検出するアルゴリズムを考えた。海岸から約 300 km 以内の南極大陸上氷床域での全格子の 85GHz の水平と鉛直輝度温度の分散分布を描き、そのプロット上での主成分軸と第 2 成分軸を求め、それぞれの成分に対する標準偏差を求める。全データのプロット上の重心から主成分軸方向に $\pm 2.5\sigma$ をとって長軸とし、第 2 成分軸方向に $\pm 2.5\sigma$ をとって短軸として楕円を書くと、この氷床域のデータのほとんどである約 95% はその楕円内に入る。定着氷の検

出はこの楕円を使って 1 ヶ月ごとに行う。その月と前後 1 ヶ月ずつの 3 ヶ月間において、1 日 2 回楕円を計算した上で、それぞれのピクセルの輝度温度値がこの楕円内に収まるかどうかをカウントして、3 ヶ月の間に収まる頻度が 90% を超える海洋上のピクセルを定着氷とした。楕円を計算した結果を 1 日ごとで見ると、定着氷であっても楕円内に入らない確率が 5% あるため、ある程度の時間サンプルが必要であり、これ以上細かい時間スケールでの検出は難しい。しかしながら 1 ヶ月という時間スケールは、SSM/I データの空間解像度において定着氷の変動を検出するには十分である。このように 1 ヶ月ごとの定着氷検出を行い、定着氷と薄氷とを区別した。Fig. 4i, j で示される定着氷は、この方法によって検出したものである。ロス棚氷や、メルツ氷舌を含む定着氷を非常に明確に検出できている。これらは PR 値の分布のみから判断すると、薄氷とされてしまう (Fig. 4e-h)。

3.4 議論

Figure 6 は、沿岸ポリニヤの大きさと *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis (ERA-40)* から得られる沖向き風速を比べた時系列の、

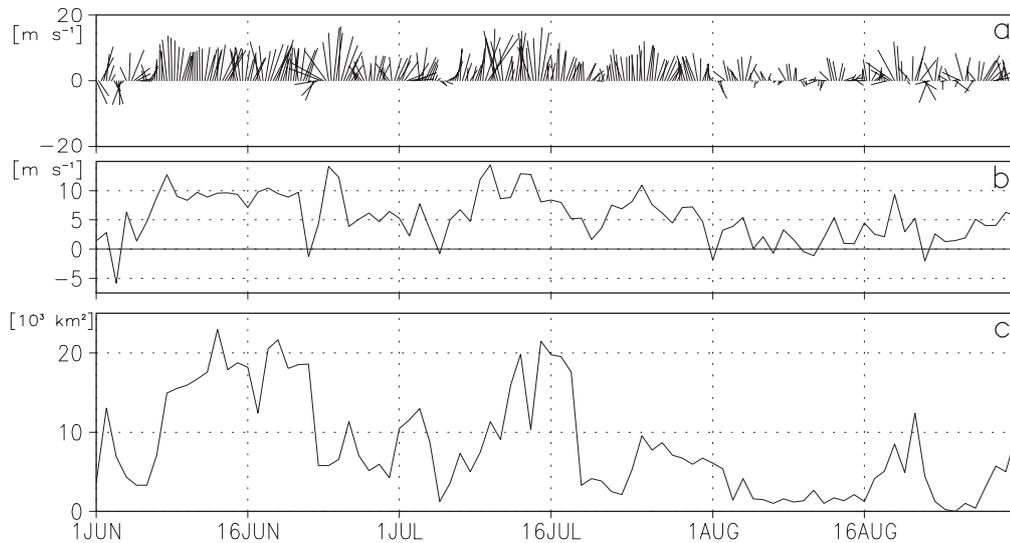


Fig. 6. (a) Stick plots of wind velocity with the offshore component being positive, (b) offshore component of wind velocity, and (c) total area of thin ice with thickness 0.2 m, for the Ross Sea coastal polynya. (From Tamura et al. 2007)

ロス海沿岸における一例である。沿岸ポリニヤの大きさは、ロス海沿岸ポリニヤの領域の中で、0.2 m 以薄の薄氷域が占めるピクセル数の1日平均値である。ERA-40の風は、南緯76.5度・東経174.375度地点における6時間ごとのデータの1日平均値である。冲向きの風が強くなると共に沿岸ポリニヤが拡大し、風が弱まると縮小するというよい対応が示された。この例のラグ相関を計算すると、冲向き風速の変動に対してポリニヤの変動が1日遅れる形で最も相関がよく、相関係数は0.51であった。沿岸ポリニヤが形成されやすいウェッデル海沿岸ポリニヤ・メルツポリニヤ・ケープダンレーポリニヤにおいても、同様に冲向きの風とポリニヤ面積の比較を行ったが、同様によく対応していた。沿岸ポリニヤは強い冲向きの風によって生成されることから、この結果は本研究の薄氷域検出の確からしさを支持するものである。

4. 南極海における海水生産量のマッピング

本節では、前節で記述した薄氷厚アルゴリズムと熱収支計算とを組み合わせて海水生産量を求める。使用データや解析方法等の詳細は、Tamura *et al.* (2008, 2011) をご参照いただきたい。

4.1 結果

Figure 7はERA-40データを用いて計算し、1992～2001年で平均した、年間累積海水生産量の空間分布である。海水生産の高い領域は南極沿岸ポリニヤに集中している。特に東南極沿岸では、メルツポリニヤ等のように、沖に突き出している半島や氷舌の西側、つまり南極沿岸流の下流側に、海水生産の高い領域が存在する。ロス海沿岸では南大洋で最も高い海水生産が示され、これはロス海で最も高塩の南極底層水が生成されている事実に対応している。一方、ウェッデル海沿岸は、南極底層水の主要形成域であるにもかかわらず、現場での海水生産量が、他の南極沿岸ポリニヤのそれに比べて少ない結果になっている。東南極沿岸域の東経70度付近にあるケープダンレーポリニヤにおいて、ロス海沿岸ポリニヤに次いで2番目に高い海水生産が示され、近年南極底層水の第3の源として知られてきたアデリーランド底層水(メ

ルツポリニヤで形成される)形成の要因の1つであるメルツポリニヤでの海水生産量よりも大きい。このことから、ケープダンレーポリニヤ周辺域において高密度水が生成されやすいと考えられる。実際、過去の現場観測(Jacobs and Georgi, 1977)において、このポリニヤの西側、つまり南極沿岸流の下流側において高密度水の沈み込みが確認されており、南極底層水形成が可能な海域として注目された。実際、この結果を受けて行われた日本のIPY(International Polar Year)観測によって、ここでの新たな南極底層水の形成が確認された(Ohshima *et al.*, 2013)。

それぞれの南極沿岸ポリニヤにおける海水生産量の経年変動の中で、ロス海沿岸ポリニヤの生産量の変動が他を引き離して南大洋で最も大きく、そこでの2000年代の海水生産は1990年代のそれと比較して25%以上減少している(Fig. 8a)。この海水生産の減少量の絶対値である100 km³は、母海水の塩分を35 psu、薄氷の塩分を母海水の0.31倍(Martin and Kaufmann, 1981)と仮定すると、約60Gtの淡水フラックスに相当する。20世紀後半において、ロス海・メルツポリニヤ起源の底層水の低塩化およびそれが原因と考えられるオーストラリア南極海盆の底層水の低塩化が観測されていて(Rintoul, 2007)、大陸氷床や定着氷の融解量の増加・降水量の増加・海水生産量の減少がこれらの低塩化の原因として考えられている(Jacobs, 2004; Rintoul, 2007)。本研究の解析期間に行われた現場の海洋観測の結果を見ると、1997年から2001年にかけてロス海底層水の低塩化が報告されている(Bergamasco *et al.*, 2004)。また、メルツポリニヤでの高密度水形成とロス海底層水の流入が起源となって形成されていると考えられている(Rintoul, 1998)アデリーランド底層水についても、1990年代中盤から2000年代中盤にかけて低塩化が観測されている(Aoki *et al.*, 2005)。本研究で見積もられたメルツポリニヤでの海水生産量にはほとんど経年変動が見られない。さらにオーストラリア南極海盆の底層水も同期間において低塩化が観測されていて、それ以前に比べて低塩化のスピードは速まっている(Rintoul, 2007)。本研究の解析期間におけるロス海での海水生産量の減少が、ロス海底層水・アデリーランド底層水・オーストラリア南極海盆の底層水の近年における低塩化の原因の1つとなってい

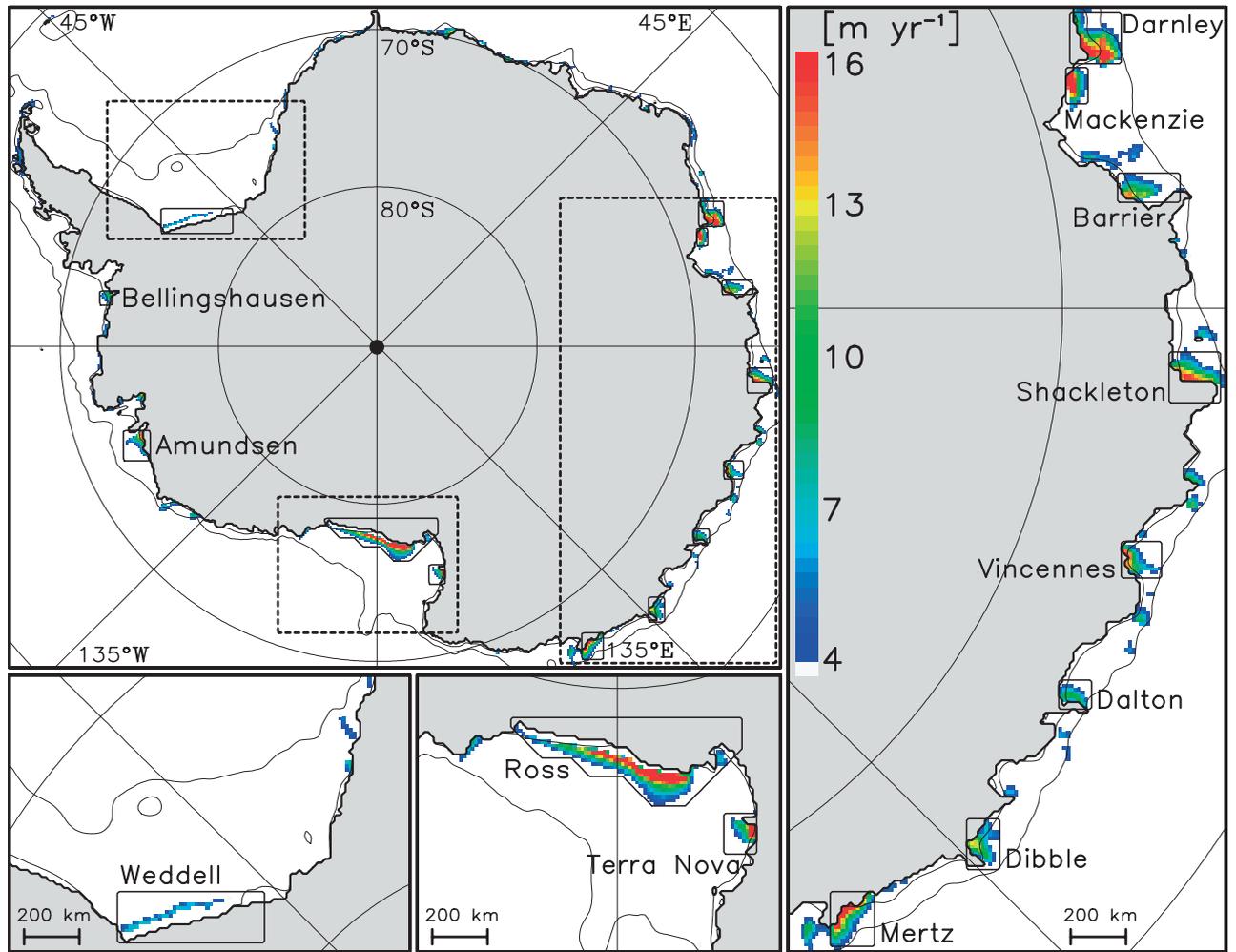


Fig. 7. Spatial distribution of annual cumulative sea-ice production averaged over 1992-2001 calculated using ERA-40 data with enlargements along the coasts of the Weddell Sea, Ross Sea and East Antarctica. (From Tamura et al. 2008)

る可能性が考えられる。

ロス海沿岸ポリニヤでの海水生産量の減少には、ポリニヤの面積の減少、気温の上昇という大きく2つの原因が考えられる。2000年と2002年の冬季において、ロス海沿岸ポリニヤが形成される場所に巨大な氷山 (B-15, C-19) が漂流し、ポリニヤ形成が大きく阻害された (Martin et al., 2007)。海水アルゴリズム (Tamura et al., 2007) はこの巨大氷山を SSM/I データから検出していて、ポリニヤ面積およびそれに対応した海水生産量が2000年と2002年において大きく減少している (Fig. 8b)。2001・2003-2005年の海水生産量減少の原因は、

ポリニヤの面積の減少と気温の上昇の両方であると考えられる (Fig. 8c)。2000年代は1992-1995の期間よりも気温が高く、1996-1999の期間よりもポリニヤ面積が小さく、それに対して両期間は両者が互いに補償する関係にあるため海水生産量が同程度である。他の沿岸ポリニヤの経年変動は小さく、ロス海のようにジャンプするような変動は見られなかった。また、南極沿岸ポリニヤの海水生産量はそれぞれほぼ独立に変動していて、全南大洋で生産量がコヒーレントに変動するということはなく、少なくとも1992年以降はロス海での変動が突出していた。

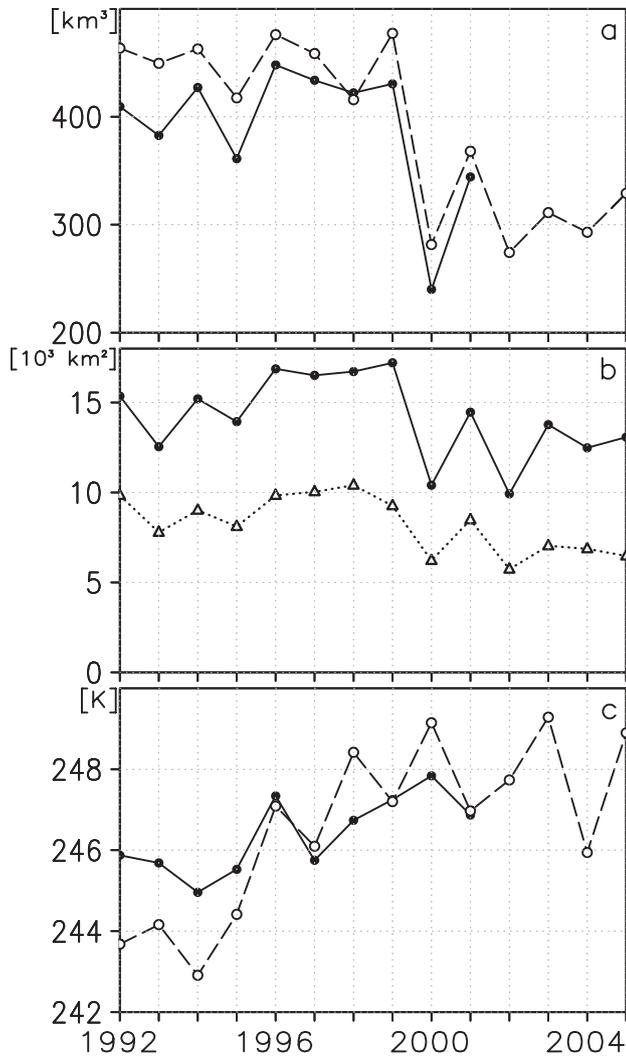


Fig. 8. Time series of (a) annual cumulative sea-ice production, (b) polynya extent averaged over April-September, and (c) 2-m air temperature averaged over April-September. See Tamura et al. (2008) for further description. (From Tamura et al. 2008)

4.2 議論

本研究の海水生産量の絶対値を過去の研究の結果と比較する。Williams and Bindoff (2003) は、メルツポリニヤでの現場観測データから得られた塩分フラックスから海水生産率を求めていて、その値は1999年の7月～8月

において 5.8 cm d^{-1} であった。本研究の同領域同期間での海水生産率は 4.9 cm d^{-1} であった。Marsland et al. (2004) は、メルツポリニヤをモデルで再現していて、1991～2000年の冬季(5月～9月)において、そこでの海水生産率は 4.9 cm d^{-1} であった。本研究の1992～2001年の冬季(5月～9月)における同領域での海水生産率は 5.0 cm d^{-1} であった。このように、現場観測データから得られた値、ポリニヤモデルから得られた値と比べても、ある程度一致することが示された。この結果は本研究で見積もっている海水生産量の絶対値がある程度確からしいことを示唆している。

本研究の海水生産量の見積もりの過程にある不確かさについて議論する。本研究の海水生産量の見積もりは海洋下層からの熱流入を無視しているが、これはいつも正しいとは限らない。短波放射の一部は海水内に吸収されるため (Grenfell and Maykut, 1977)、本研究の解析期間の中で短波放射の影響が最も大きい3月と10月の熱収支計算には多少の不確かさがあることに注意する必要があるが、この期間における13個の南極沿岸ポリニヤ全領域での平均短波放射は約 54 W m^{-2} とそれほど大きいわけではない。特にウェッデル海沿岸のように比較的幅の狭いポリニヤが頻発している地域では、海水アルゴリズムがSSM/Iの格子スケールよりも小さなポリニヤを十分に検出できていない可能性があり、これが海水生産量の過小評価につながっているかもしれない。上記の不確かさはあるが、本研究は初めて全南大洋での海水生産量のマッピングを示した研究である。したがってこの研究は、今まで明らかになっていなかった海水域での熱塩フラックスを与えるものであり、大気や海洋モデルの境界条件や海水結合モデルの検証データとしても利用が可能である。

5. 北極海における海水生産量のマッピング

この節では、全北極海に適用しうる薄氷厚アルゴリズムを開発し、海水生産量の空間分布および各沿岸ポリニヤでの海水生産量の経年変動を明らかにする。南大洋で行われた Tamura et al. (2007) の方法と同じ方法を用い、SSM/I輝度温度の $85\cdot37\text{GHz}$ 水平・鉛直偏波の極性比と、AVHRR赤外データから見積もられた氷厚との比較から

薄氷厚アルゴリズムを作成する。使用データや解析方法等の詳細は、Tamura and Ohshima (2011) をご参照いただきたい。

5.1 北極版薄氷厚アルゴリズムの開発

13例 (NOW (North Water) ポリニヤ: 5例・チャクチポリニヤ: 5例・ラプテフポリニヤ: 3例) のスナップショットにおける、SSM/IデータからのPR値とAVHRR熱的冰厚の関係性を調べた。この13例は数百ある画像の中から雲が無く薄氷域が一様なポリニヤの画像を求めて慎重に選んだものである。この13例は12月から3月までの期間のデータである。この研究がカバーしている期間は結氷期のみなので、このアルゴリズムは結氷期のみ適用できる。AVHRR氷厚と比べる場合、SSM/I格子内のAVHRR熱的冰厚がほぼ一様な場合のみを用いた。ここでの一様とは、1つのSSM/I格子内の全AVHRR格子での熱的冰厚の70%以上が、SSM/I格子に平均化されたAVHRR熱的冰厚の約±0.05 m以内に収まっている場合である。

Figure 9は全13例からPR-85・PR-37とAVHRR熱的冰厚との関係を示す分散分布である。我々は2つのタイプの薄氷検出関係式を提示する。1つはFig. 9a, bの太線で示された線形関係の直線で、Tamura *et al.* (2007) やNihashi *et al.* (2009) に従っている。もう1つはFig. 9c, dの太線で示されたe関数の曲線で、Martin *et al.* (2004) に従っている。0.15 m以薄の薄氷のプロットにのみ注目すると、AVHRR氷厚とPR値の関係は線形関係にみえる。特にPR-85の分散分布において、線形な直線はe関数的な曲線よりも薄氷検出に関して少し客観的であるように見える。一方、PR値がx切片よりも大きいプロットは全てマイナスの氷厚に計算されてしまうので、線形直線は氷厚0 m付近での氷厚の不連続の可能性がより高くなる。これは線形直線の弱点である。

フィッティングラインに関しては、PR85・PR37に対してそれぞれ氷厚0.15 m・0.3 m以下のプロットに対して主成分解析を行った。厚氷のプロットに対してはAVHRR氷厚はPR値に対して全く感度がないため、厚い海氷を薄氷と過小評価する事態は除去すべきである。本研究では0.075 m (0.15 m) 以薄の範囲において、この

主成分直線をPR-85 (PR-37) からの薄氷厚導出に用いる。最初にPR-85から0～0.075 mの薄氷域とされたピクセルに関して、式(3)からその氷厚を導出する。次に残ったピクセルの中で、PR-37から0.075～0.15 mの薄氷域とされたピクセルに関して、式(4)からその氷厚を計算する。

$$h = -2.055 \times (\text{PR}85) + 0.1765 \text{ (for } 0-0.075 \text{ m)} \quad \text{--- (3)}$$

$$h = -4.565 \times (\text{PR}37) + 0.3492 \text{ (for } 0.075-0.15 \text{ m)} \quad \text{--- (4)}$$

式(3)で0 m以下となるピクセルの氷厚を0.01 m、式(4)で0.075 m以下となるピクセルの氷厚を0.075 mとした。このアルゴリズムは0.075 mの閾値で不連続であるが、これがこのアルゴリズムの欠点でもある。

フィッティングする式として、e関する型のMartin *et al.* (2004) が用いた形のものも用いる。

$$h = \exp[1/(\alpha_1 \times \text{PR}85 + \beta_1)] - \gamma_1 \text{ (for } 0-0.06 \text{ m)} \quad \text{--- (5)}$$

$$h = \exp[1/(\alpha_2 \times \text{PR}37 + \beta_2)] - \gamma_2 \text{ (for } 0.06-0.12 \text{ m)} \quad \text{--- (6)}$$

α 、 β 、 γ のパラメーターを決めるために、全てのプロットに対して曲線とそれぞれの1点1点との垂線を計算し、それからそれらの距離が最も小さくなるような最小自乗フィッティングを行った。ここで、 $\alpha_1 = 215.15$ 、 $\beta_1 = 0.508$ 、 $\gamma_1 = 1.0395$ 、 $\alpha_2 = 88.49$ 、 $\beta_2 = 1.023$ 、 $\gamma_2 = 1.1113$ である。式(5)のフィッティングの式(Fig. 9dの実線の曲線)は、チャクチポリニヤからのみ得られたMartin *et al.* (2004) の式(Fig. 9b, dの点線の曲線)に近い。

式(3)-(6)を適用する前に、海氷と開水面を区別する必要がある。我々の式を実際に全北極海に適用する際は、Bootstrapアルゴリズム(Comiso *et al.*, 1984; Comiso, 1986)から海氷密接度30%の閾値を使用する。NASA team algorithm 2 (NT2) (Markus and Cavalieri, 2000)を用いても、同様の結果が得られた。式(3)-(6)からの本研究の薄氷厚見積もりは海氷域にのみ適用され、氷厚0.15 m以上と判断された海氷は一年氷とされる。大気の影響の問題についての詳細は、Tamura and Ohshima (2011) をご参照いただきたい。

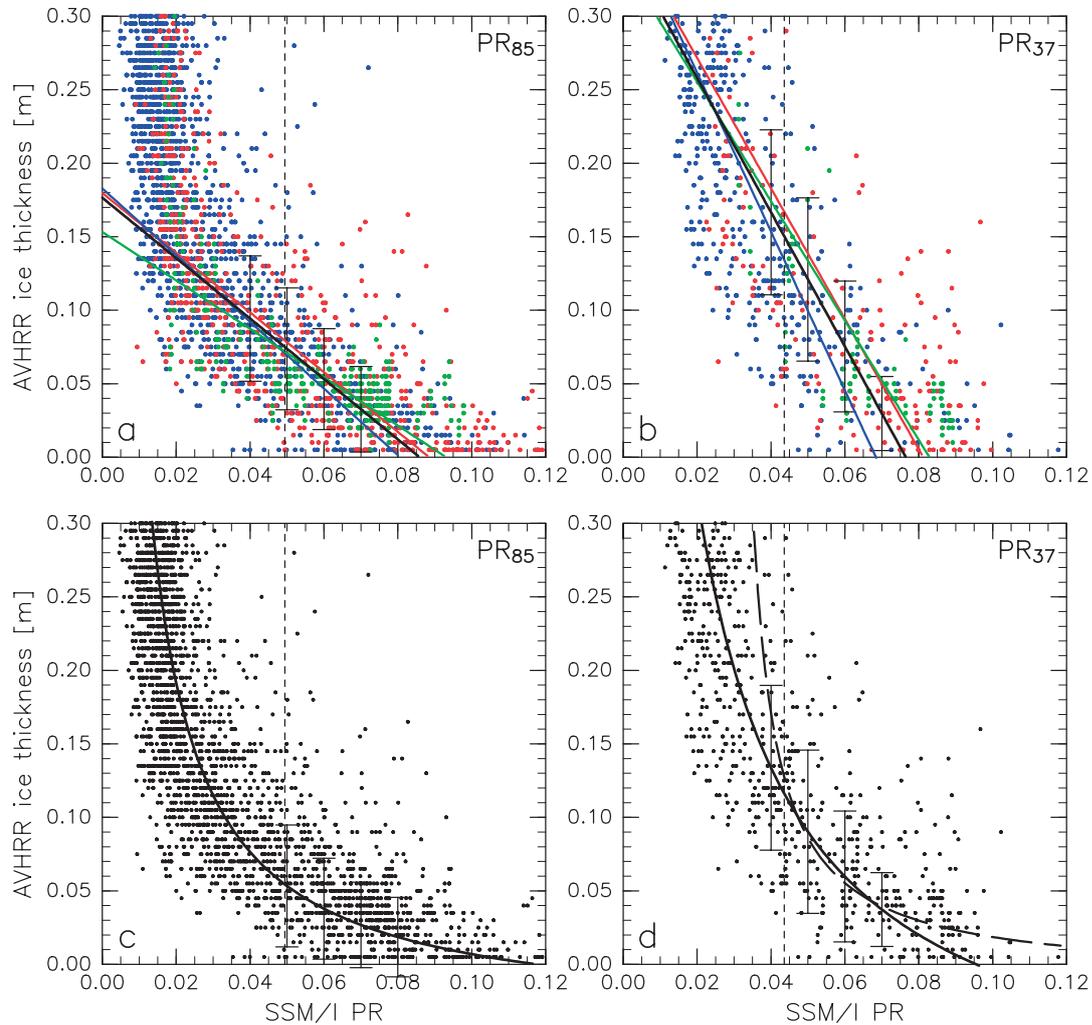


Fig. 9. Scatterplots of AVHRR thermal ice thickness on the vertical axis and SSM/I PR for (a,c) 85 and (b,d) 37 GHz on the horizontal axis. See Tamura and Ohshima (2011) for further description. (From Tamura and Ohshima, 2011)

5.2 北極海における海水生産量のマッピング

Figure 10はNCEP2データを用いて計算し、1992～2007年で平均した、年間累積海水生産量の空間分布である(Tamura and Ohshima, 2011)。海水生産の高い領域は主要な北極沿岸ポリニヤに集中している。NOWポリニヤ・NEW(North East Water)ポリニヤ・チャクチポリニヤや、ノヴァヤゼムニヤ・フランツヨーゼフランド・スバルバードの海岸で、海水生産の高い領域が存在す

る。NOWポリニヤでは北極海で最も高い海水生産率が示された。この海水生産の高いポリニヤの形成は、北極海からバフィン湾への海水の流入を妨げている南ナレ海峡のアイスブリッジ(Mundy and Barber, 2001)、南向きの風(Barber *et al.*, 2001)、北極海からの南向きの海流(Melling *et al.*, 2001)によっておこっている。Fig. 10で高海水生産域として示されているNEWポリニヤはまた、このポリニヤの北にあるオビバンク氷床のバリアーと南向きの海流によって形成されていると考えられている(Minnett *et al.*, 1997; Schneider and Budéus, 1997)。

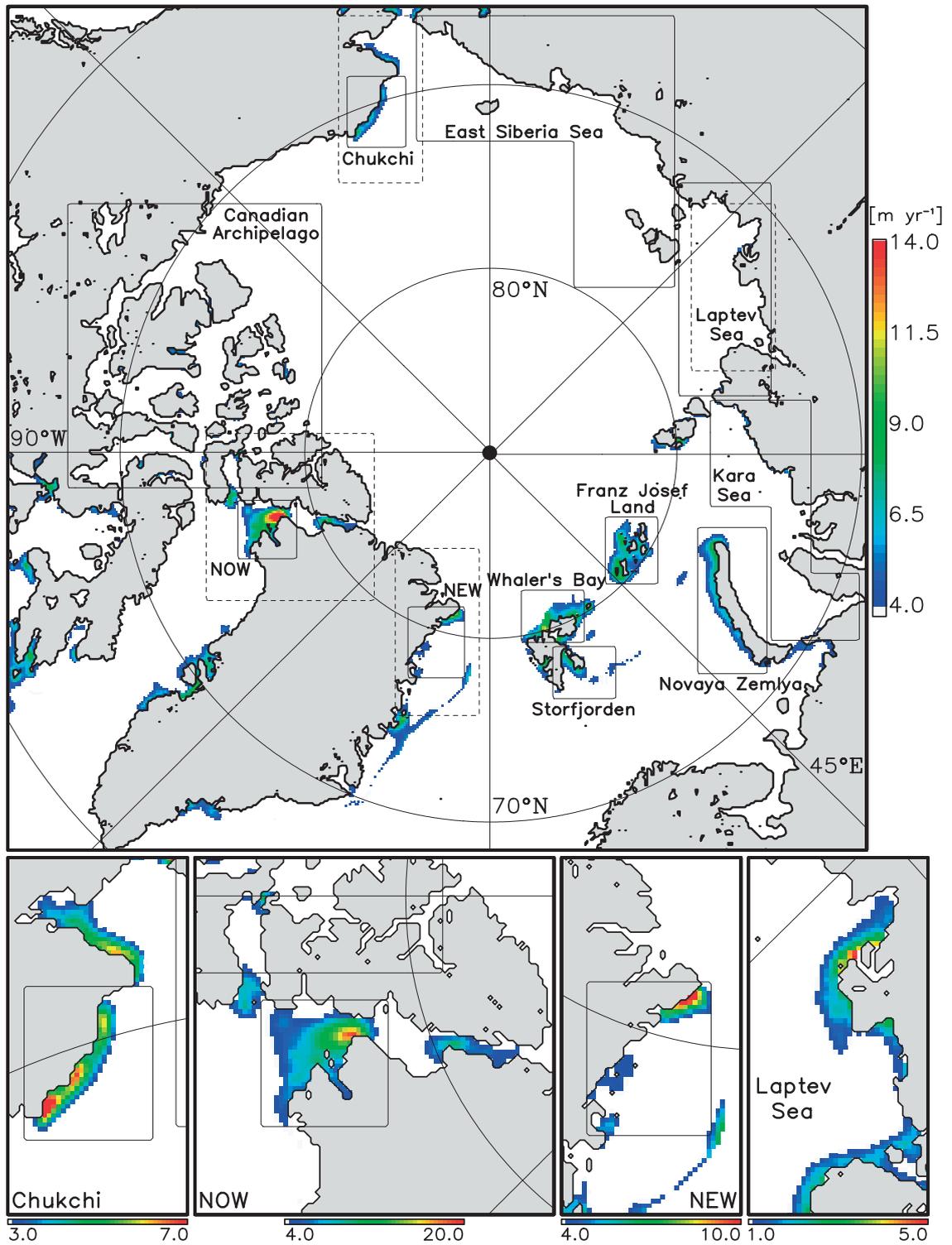


Fig. 10. Mapping of annual cumulative sea ice production averaged over 1992-2007 calculated using NCEP2 data, with enlargements of the Chukchi, NOW, NEW, and Laptev polynya areas. (From Tamura and Ohshima, 2011)

チャクチポリニヤは北極海の深層水形成に貢献しているとされてきた (Winsor and Björk, 2000)。冲向きのシベリアからの風によって作られているラプテフポリニヤは、北極海の主要海水生産域の可能性があると考えられていた。ストーフヨーデン (南スバルバード) は風で形成されるポリニヤとして観測されてきており (Haarpaintner, 1999; Haarpaintner *et al.*, 2001), 恐らくナンセン・ノルウェー海盆に流れ込む高塩分水の起源かもしれない (Schauer, 1995)。

Figure 11 は主要沿岸ポリニヤでの海水生産の年変動を示している。この図で1993年というのは、1992年9月から1993年5月までの結氷期間を意味している。北極全体でコヒーレントな変動しているわけではないようだ。主要沿岸ポリニヤのほとんどの例において、海水生産の年変動はポリニヤ面積のそれと非常に良い相関を示しており、これは気象要素 (気温) との相関に比べてはるかに良い相関である。チャクチポリニヤでの年変動は Martin *et al.* (2004) の結果と似ているが、その絶対値は約2倍の開きがある。この理由として下記の3つが考えられる。1つ目は、チャクチポリニヤの定義領域が違い、我々の研究の領域の方がより西まで取っていること。2つ目は、Martinの海水生産の開始時期がより遅いこと。これは、Martinは周りが全て海水で覆われてから初めて沿岸ポリニヤでの海水生産が始まるとしている。3つ目は、本研究では0-0.15 mまでを薄氷域として検出していて、Martinの0-0.1 mよりも範囲が大きいこと。

5.3 議論

本研究の海水生産量の見積りの過程にある不確かさについて議論する。本研究の海水生産量の見積りは海洋下層からの熱流入を無視しているが、これはいつも正しいとは限らない。本研究は顕熱ポリニヤ (例えば Whaler's Bay ポリニヤ) での海水生産に対して間違っただけを計算しているかもしれない。海水生産は結氷期 (9~5月) でのみ見積もられている。短波放射の一部は海水内に吸収されるため、本研究の解析期間の中で短波放射の影響が最も大きい9月と4月と5月の熱収支計算には多少の不確かさがあることに注意する必要があるが、この期間における10個の主要北極沿岸ポリニヤの海水生

産量はそれほど大きいわけではない。特にシベリア陸棚沿岸のように比較的幅の狭いポリニヤが頻発している地域では、海水アルゴリズムがSSM/Iの格子スケールよりも小さなポリニヤを十分に検出できていない可能性があり、これが海水生産量の過小評価につながっているかもしれない。我々の見積りは氷厚0.15 m以下の薄氷域での海水生産しかカウントしていないが、それより厚い海水域での海水生産は薄氷域でのそれと比べてかなり小さいと考えられる。上記の不確かさはあるが、本研究は初めて全北極海での海水生産量のマッピングを示し、北極沿岸ポリニヤの季節・年変動を示した研究である。本研究は今まで明らかになっていなかった海水域での熱塩フラックスを与えるものであり、大気や海洋モデルの境界条件や海水結合モデルの検証データとしても利用が可能である。

6. 海水生産量マッピングの応用研究

最後に、海水生産量のグローバルマッピングから派生した応用研究について紹介する。東南極メルツ氷河 (東経145度付近) 周辺には、メルツポリニヤと呼ばれる海水生成域が存在し、この氷河の存在によって活発な海水生産が起こり、この海水生産によって南極底層水の1つであるアデリーランド底層水が生成されている。2010年2月にこのメルツ氷河が大規模に崩壊するイベントが起こり (Fig. 12), 数値モデルの研究 (Kusahara *et al.*, 2011) から、ここでの海水生産量が大きく減少する可能性が示唆されていた。Tamura *et al.* (2012) は衛星リモートセンシングという観測手法によって、海水生産量をダイレクトに求め、この海域での海水生産量の減少を定量的に明らかにした。

衛星データの解析結果から、メルツ氷河崩壊後の海水生産量は以前のそれと比べて14~20%減少していた事が明らかになった (Fig. 13)。さらに、この崩壊後の2010年と2011年は、海水が生産されやすい気候条件 (低温・強風) であるにも関わらず、海水生産量が減少していた。今後はさらに海水生産量が減少する可能性が極めて高い。この海水生産量の減少は、メルツ氷河の崩壊によって海水生成域が根本的に変化した事によって引き起こされている。海洋現場観測データの解析結果からは、

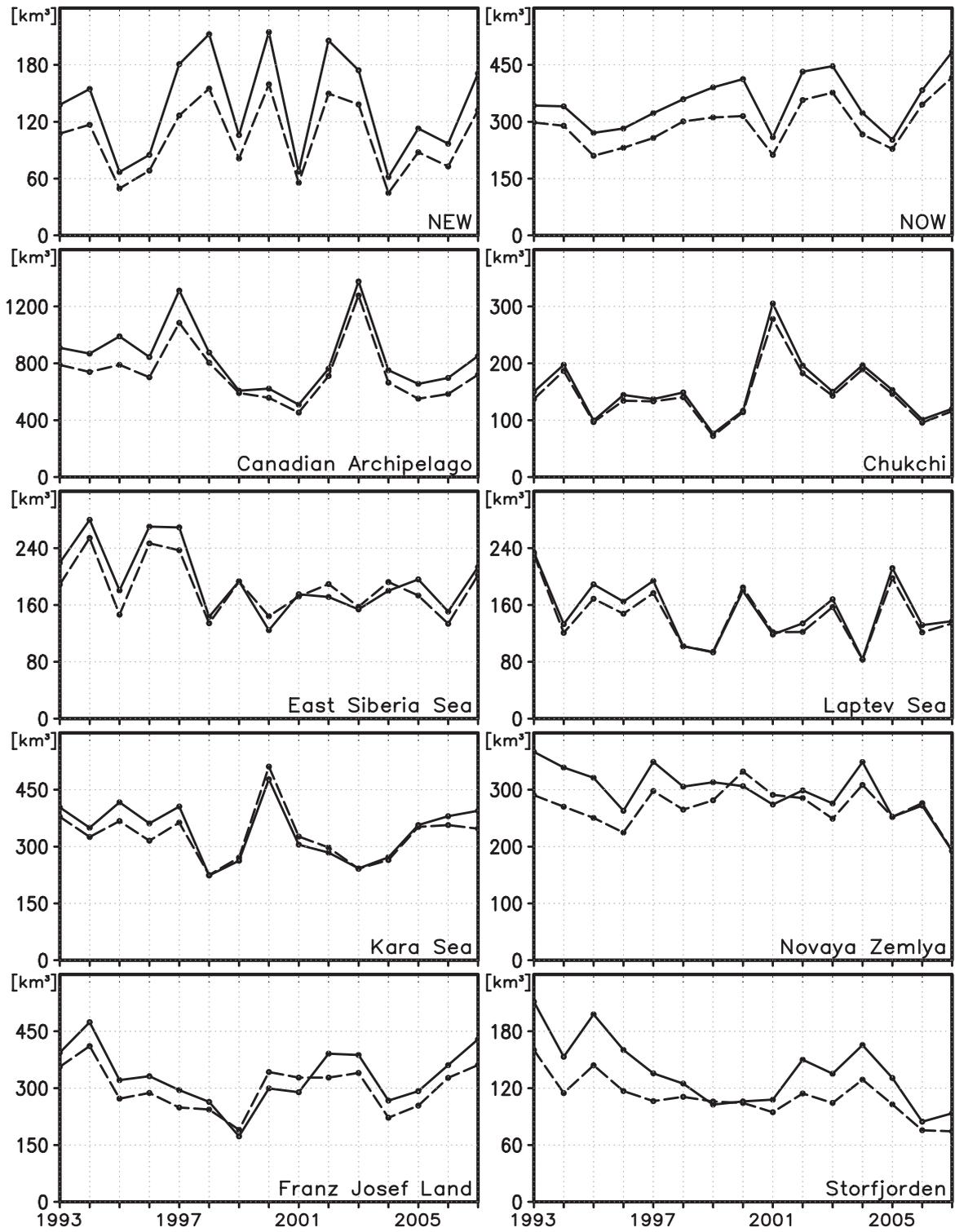


Fig. 11. Time series of annual cumulative sea ice production calculated using the NCEP2 (solid line) and the ERA interim (dashed line), averaged over the 15 winters (September–May) of 1993–2007, for the 10 major Arctic coastal polynyas. (From Tamura and Ohshima, 2011)

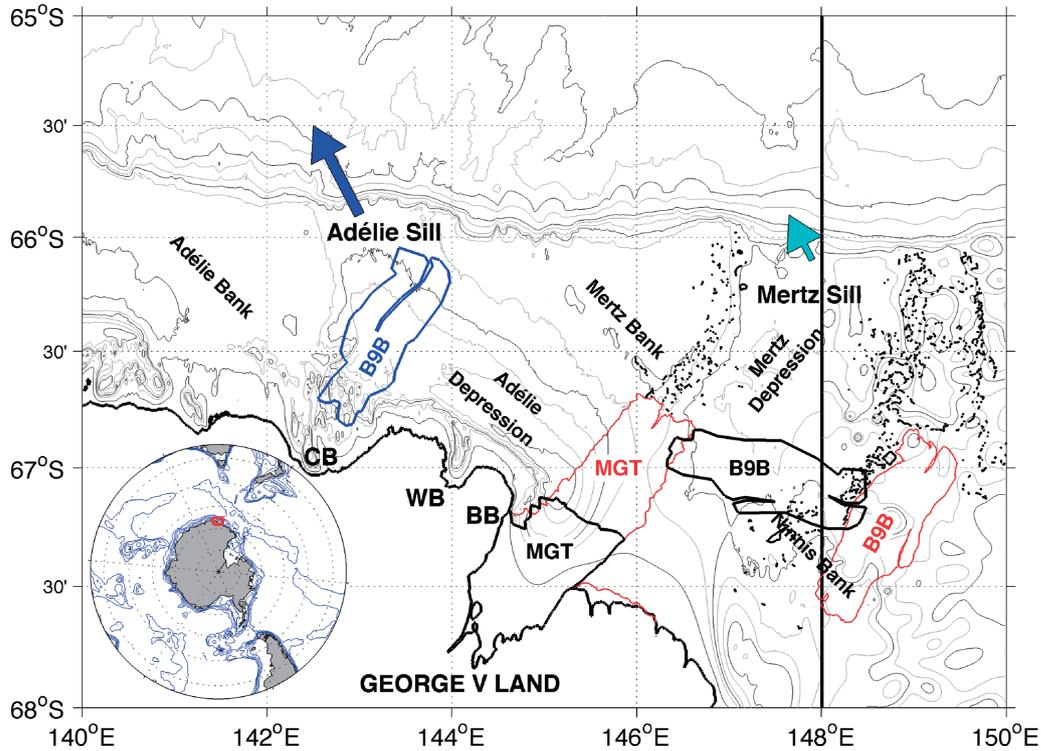


Fig. 12. The George V Land region. See Tamura and Williams et al. (2012) for further description. (From Tamura and Williams et al., 2012)

メルツ氷河崩壊後の表層塩分は 1 g Kg^{-1} ほど低塩化しており (Shadwick *et al.*, 2013), この低塩化傾向は底層まで渡っており, この海域で生成される南極底層水が低塩化していた事が明らかになった。これは上記の衛星リモートセンシングの研究結果で明らかになった低塩化にも対応する。この海域で生成される南極底層水の低塩化傾向は, メルツ氷河が崩壊前のレベルまで復活すると予測される 50 年後まで続くものと予想される。これは今後 50 年に渡って, この海域で生成される南極底層水が低塩化し続ける事を意味する。

7. まとめ

本研究では, 薄氷 (ポリニヤ) 域の水厚分布を衛星データから検出して熱収支計算を行うことによって, 両極での海水生産量分布を初めて求めたマッピング手法とその成果の概略を示した。本文中でも議論されているよ

うに, その見積もりにはいくつかの不確かさがあるものの, 現場観測データを用いた検証の上でアルゴリズムの開発を行っている。このマッピングから, 東南極沿岸のアメリカ氷棚の西側にあるケープダンレーポリニヤにおいて, ロス海沿岸ポリニヤに次いで 2 番目に高い海水生産が示され, この結果を受けて行われた日本の IPY 観測によって, ここでの新たな南極底層水の形成が確認された。さらにこの研究は, 今まで明らかにならなかった海水域での熱塩フラックスを与えるものであり, 大気や海洋モデルの境界条件や海水結合モデルの検証データとして, 数値モデルのコミュニティにも利用されている。

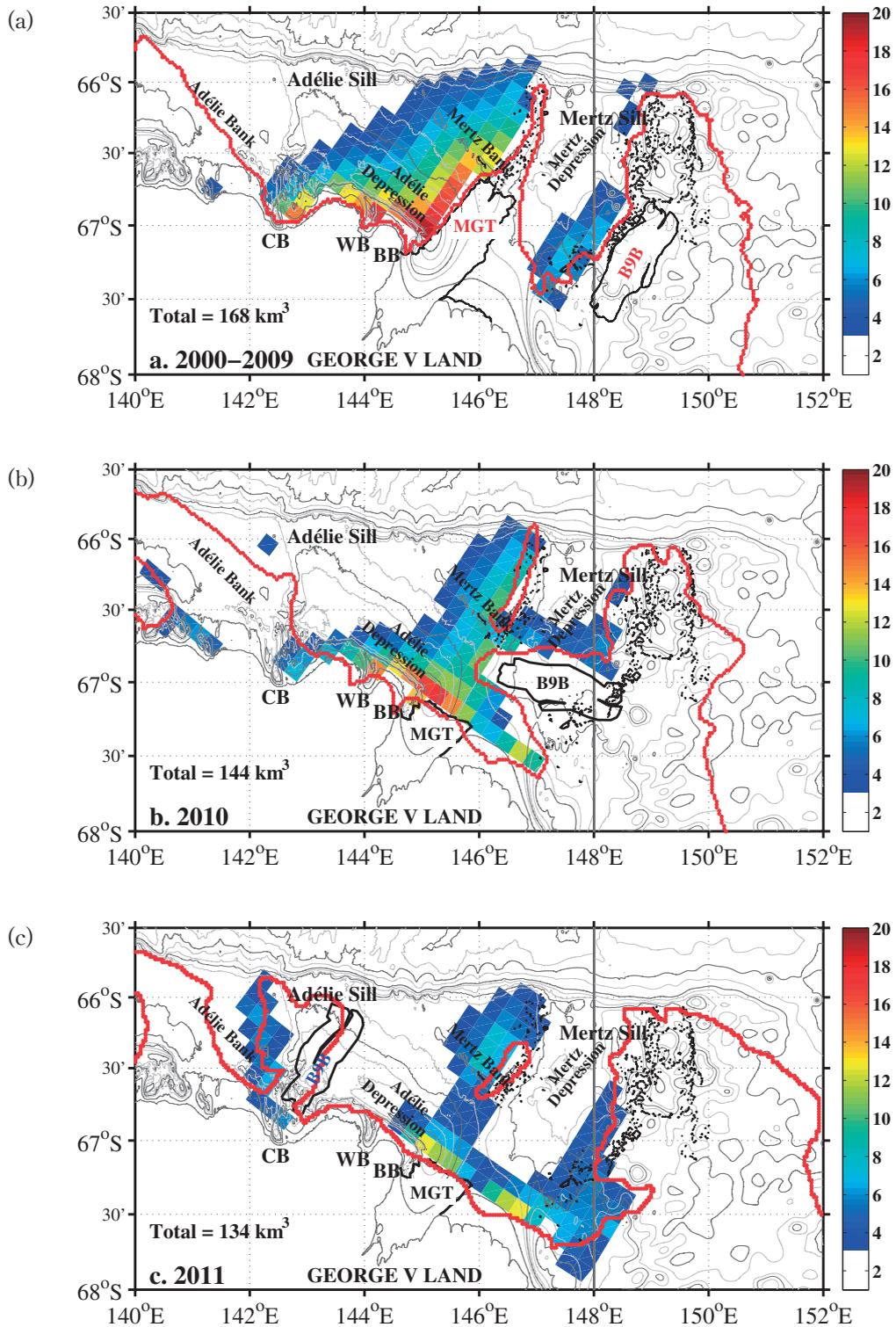


Fig. 13. Spatial distribution of cumulative sea ice production (m a^{-1}) is averaged over the freezing seasons (March–October) for (a) 2000–2009, (b) 2010 and (c) 2011. See Tamura and Williams et al. (2012) for further description. (From Tamura et al., 2012)

謝 辞

紙面の都合上、非常にお世話になった方でさえ、その名前を挙げて御礼を申し上げるのが難しい状況をお詫び致します。私の研究スタイルは他の方々と比べて、数多くの共同研究者のサポートが必要なタイプであり、自分一人で出来た部分はかなり限られた部分のみでした。私のような研究能力に乏しい研究者が本研究を全うできたのは、後進の方々に勇気を与える事例と思う一方で、多くの方々からの手厚いサポートがあった事を、改めて思い出させるものでもあります。

大島慶一郎さん(現北大低温研)は、18歳の頃からの私を知っており、私が研究に挫折感を味わって業界から去ろうと考えるような苦しい時も、未来の研究に繋がる面白い発見をして興奮した際も、常に私を近くで見守って、私に必要な事は何でもして下さり、私にはあまり必要で無い余計な事は一切何もしてくれなかった、そんな指導教員でした。

大学に入学してからの学部学生の時代は、見延庄土郎さん(現北大)や坂本天さん(現東大)に研究者としての心構えの多くを教わり、当時はよく分からなくとも、後々に大いに参考になった記憶が強くあります。この時の私は、人生で最もやる気が無く、雨の日は自主的に学校を休んでいくくらいで、生活指導方面に大きな労力を割いていただいた自覚があります。

大学院に入学してからの修士・博士の学生時代は、二橋創平さん(現苫小牧高専)をはじめとする非常に多くの先輩方の指導を受け、学生の中で底辺を彷徨っていた私を、何とか研究ができるレベルまで引き上げていただきました。また、草原和弥さん(現タスマニア大)や小野純さん(現JAMSTEC)のような優秀な同期に囲まれ、大きな刺激を受けた事も印象的です。北大地球環境は研究室間の垣根が低く、深町康さん(現北大低温研)や青木茂さん(現北大低温研)のような指導教員では無い方々からも十二分な指導を受けられたのも、私にとってかけがえの無い幸運でした。また、直接の論文指導は受けていなかったものの、絶大な存在感のある若土正暁さん(現北大)の薫陶には大きな影響を受けました。

学生時代に行っていた衛星リモートセンシングによる

アルゴリズム開発には、検証用の現場観測データがどうしても必要でしたが、観測というのは非常にお金のかかるもので、日比谷紀之さん(現東大)の共生プロジェクトには大変お世話になり、これが南極の海水生産量のマッピングの研究に繋がりました。

卒業後は羽角博康さん(現東大)のCRESTのプロジェクトのPDとして、二回目の南極海水観測航海にも参加させていただき、Guy Williamsさん(現タスマニア大)やAlex Fraserさん(現北大低温研)といった次世代のリーダーと研究交流する機会を得ました。当時の私の研究に対する視野は非常に狭いものでしたが、この羽角CRESTでは、意欲的な同世代の研究者との交流の機会を多くいただき、自分の研究の幅を大きく広げる事ができ、松村義正さん(現北大低温研)や嶋田啓彦さん(現海洋大)といった才能豊かな方々との出会いは、後々の研究人生にとって大きな財産となりました。

日本学術振興会の制度を利用して約2年間、豪州のタスマニア大で研究生活を送り、Rob Massomさん(タスマニア大)をはじめとする現地の方々の多大なるサポートのもと、人生で最も充実した研究生活を送りました。この期間の前半は海外特別研究員制度を利用させていただいておりましたが、後半は通常の特別研究員制度で滞在しており、特別研究員制度の担当の方々に担当が切り替わった途端、これまでとは対照的な暖かみのある人間的な対応をいただくようになり、海外在住の心細さが癒やされ、大きな安心感を受けた事が今でも忘れられません。

日本に戻り、極地研に赴任してからは、牛尾収輝さん(現極地研)をはじめとする極地研内の方々の支援や、北出裕二郎さん(現海洋大)や菊地隆さん(現JAMSTEC)等の他研究機関の方々の支援を受けながら、多くのチャンスをいただき、やりたかった事を思い切って存分にやらせていただいております。ここまで自分のやりたい事をやらせてもらってきた自分の幸運に幸せを感じ、それを実現させてくれた多くの皆様方の支援に大きく感謝する次第です。

近年は、私が勝手に極域黄金世代と呼んでいる、才能と野心に溢れた面々と共に、極域研究を大いに盛り上げるべく奮闘できる状況にあり、研究者冥利に尽きる次第です。特にここ数年、主に観測研究で苦楽を共にしてき

た野村大樹さん(現北大低温研)と共に、海洋学会岡田賞を受賞できた事はこの上ない喜びであり、全ての関係者の方々に改めて御礼を申し上げます。

最後に当たり前の事になりますが、家族の支え無しには何もできませんでした。妻には育児の負担を大きくかけており、豪州在住の際は、海外特別研究員制度の滞在費が豪州の最低保障賃金以下の額であったため、生活面では大きな負担をかけました。一方でこの完全自由な充実した研究生活があったからこそ、この研究がまとまり、未来の研究生活に繋がったわけで、家族や共同研究者の方々に対する感謝の気持ちを忘れずに、さらに良い研究をしていきたいと改めて思います。

References

- Aoki, S., S. R. Rintoul, S. Ushio, S. Watanabe, and N. L. Bindoff (2005), Freshening of the Adelie Land Bottom Water near 140E, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23601, doi:10.1029/2005GL024246.
- Barber, D. G., J. M. Hanesiak, W. Chan, and J. Piwowar (2001), Sea-ice and meteorological conditions in Northern Baffin Bay and the North Water polynya between 1979 and 1996, *Atmos. Ocean*, **39**, 343–359.
- Bergamasco, A., V. Defendi, G. Budillon, and G. Spezie (2004), Downslope flow observations near Cape Adare shelf-break, *Antarct. Sci.*, **16**, 199–204.
- Cavalieri, D. J. (1994), A microwave technique for mapping thin sea ice, *J. Geophys. Res.*, **99** (C6), 12,561–12,572.
- Cavalieri, D. J., and S. Martin (1994), The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to the cold halocline layer of the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **99**, 18,343–18,362.
- Comiso, J. C., S. F. Ackley, and A. L. Gordon (1984), Antarctic sea ice microwave signatures and their correlation with in situ ice observations, *J. Geophys. Res.*, **89**, 662–672.
- Comiso, J. C. (1986), Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations, *J. Geophys. Res.*, **91**, 975–994.
- Comiso, J. C., and K. Steffen (2001), Studies of Antarctic sea ice concentrations from satellite data and their applications, *J. Geophys. Res.*, **106**, 31 361–31 385.
- Drucker, R., S. Martin and R. Moritz. (2003), Observations of ice thickness and frazil ice in the St. Lawrence Island polynya from satellite imagery, upward looking sonar, and salinity/temperature moorings, *J. Geophys. Res.*, **108** (C5), 3149. doi:10.1029/2001JC001213.
- Gordon, A. L. and J. C. Comiso. (1988), Polynyas in the Southern Ocean, *Sci. Am.*, **258** (6), 90–97.
- Grenfell, T. C. and G. A. Maykut. (1977), The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin, *J. Glaciol.*, **18** (80), 445–463.
- Haarpaintner, J. (1999), The Storfjorden polynya: ERS-2 SAR observations and overview, *Polar Res.*, **18**, 175–182.
- Haarpaintner, J., J. C. Gascard, and P. M. Haugan (2001), Ice production and brine formation in Storfjorden, Svalbard, *J. Geophys. Res.*, **106**, 14,001–14,013.
- Jacobs, S. S. and C. F. Giulivi (1977), Interannual ocean and sea ice variability in the Ross Sea, in *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at Antarctic Continental Margin*, *Antarct. Res. Ser.*, **vol.175**, edited by S. S. Jacobs and R. Weiss, pp.135–150, AGU, Washington, D. C.
- Jacobs, S. S. (2004), Bottom water production and its links with the thermohaline circulation, *Antarct. Sci.*, **16**, 427–437.
- Key, J. R., J. B. Collins, C. Fowler and R. S. Stone. (1997), High-latitude surface temperature estimates from thermal satellite data, *Remote Sens. Environ.*, **61** (2), 302–309.
- Kusahara, K., H. Hasumi, and G. D. Williams (2011), Impact of the Mertz Glacier Tongue calving on dense water formation and export, *Nat. Comm.*, **2**, doi:10.1038/ncomms1156.
- Markus, T., C. Kottmeier, and E. Fahrbach (1998), Ice formation in coastal polynyas in the Weddell Sea and their impact on oceanic salinity, in *Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability*, *Antarct. Res. Ser.*, **vol.74**, edited by M. O. Jeffries, pp. 273–292, AGU, Washington, D. C.
- Markus, T., and D. J. Cavalieri (2000) An enhancement of the NASA Team Sea Ice algorithm, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**, 1387–1398.
- Marsland, S. J., N. L. Bindoff, G. D. Williams, and W. F. Budd (2004), Modeling water mass formation in the Mertz glacier polynya and Adelie depression, East Antarctica, *J. Geophys. Res.*, **109**, C11003, doi:10.1029/2004JC002441.
- Martin, S., and P. Kaufmann (1981), A field and laboratory study of wave damping by grease ice, *J. Glaciol.*, **27**, 283–314.
- Martin, S., and D. J. Cavalieri (1989), Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water, *J. Geophys. Res.*, **94**, 12,725–12,738.
- Martin, S., R. Drucker, R. Kwok, and B. Holt (2004), Estimation of the thin ice thickness and heat flux for the Chukchi Sea Alaskan coast polynya from Special Sensor Microwave/Imager data, *J. Geophys. Res.*, **109**, C10012, doi:10.1029/2004JC002428.
- Martin, S., R. Drucker, R. Kwok, and B. Holt (2005), Improvements in the estimates of ice thickness and production in the Chukchi Sea polynyas derived from AMSR-E, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05505, doi:10.1029/2004GL022013.
- Martin, S., R. S. Drucker, and R. Kwok (2007), The areas and ice production of the western and central Ross Sea polynyas, 1991–2002, and their relation to the B-15 and C-19 iceberg events of 2000 and 2002, *J. Mar. Syst.*, **68**, 201–214.
- Melling, H., Y. Gratton, and G. Ingram (2001), Ocean circulation within the North Water polynya of Baffin Bay, *Atmos. Ocean*, **39**, 301–325.
- Minnett, P. J., F. Bignami, E. Bohm, G. Budeus, P. S. Galbraith, P. Gudmandsen, T. S. Hopkins, R. G. Ingram, M. A. Johnson, H. J. Niebauer, R. O. Ramseier, and W. Schneider (1997), A summary of the formation and seasonal progression of the Northeast Water polynya, *J. Mar. Syst.*, **10**, 79–85.
- Morales Maqueda, M. A., A. J. Willmott, and N. R. T. Biggs (2004): *Rev. Geophys.*, **42**, RG1004, doi:10.1029/2002RG000116.
- Mundy, C. J., and D. G. Barber (2001), On the relationship between spatial patterns of sea-ice type and the mechanisms which create and maintain the North Water (NOW) polynya, *Atmos. Ocean*, **39**, 327–341.

- Nihashi, S., K. I. Ohshima, T. Tamura, Y. Fukamachi, and S. Saitoh (2009), Thickness and production of sea ice in the Okhotsk Sea coastal polynyas from AMSR-E, *J. Geophys. Res.*, **114**, C10025, doi:10.1029/2008JC005222.
- Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, G. D. Williams, S. Nihashi, F. Roquet, Y. Kitade, T. Tamura, D. Hirano, L. Herraiz-Borreguero, I. Field, M. Hindell, S. Aoki and M. Wakatsuchi (2013), Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya, *Nat. Geosci.* DOI:10.1038/NGEO1738.
- Renfrew, I. A., J. C. King, and T. Markus (2002), Coastal polynyas in the southern Weddell Sea: Variability of the surface energy budget, *J. Geophys. Res.*, **107** (C6), 3063, doi:10.1029/2000JC000720.
- Rintoul, S. R. (2007), Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L06606, doi:10.1029/2006GL028550.
- Schauer, U. (1995), The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea, *J. Geophys. Res.*, **100**, 16,015–16,028.
- Schneider, K., and G. Budéus (1997), Summary of the Northeast Water polynya formation and development (Greenland Sea), *J. Mar. Syst.*, **10**, 107–122.
- Shadwick, E. H., S. R. Rintoul, B. Tilbrook, G. D. Williams, N. Young, A. D. Fraser, H. Marchant, J. Smith, and T. Tamura (2013), Glacier tongue calving reduced dense water formation and enhanced carbon uptake, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 904–909, doi:10.1002/grl50178.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, H. Enomoto, K. Tateyama, A. Muto, S. Ushio, and R. A. Massom (2006), Estimation of thin sea-ice thickness from NOAA AVHRR data in a polynya of the Wilkes Land coast, East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, **44**, 269–274.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, T. Markus, D. J. Cavalieri, S. Nihashi, and N. Hirasawa (2007), Estimation of thin ice thickness and detection of fast ice from SSM/I data in the Antarctic Ocean, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1757–1772.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, and S. Nihashi (2008), Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L07606, doi:10.1029/2007GL032903.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, S. Nihashi, and H. Hasumi (2011), Estimation of surface heat/salt fluxes associated with sea ice growth/melt in the Southern Ocean, *Sci. Online Lett. Atmos.*, **7**, 17–20, doi:10.2151/so-la.2011-005.
- Tamura, T., and K. I. Ohshima. (2011), Mapping of Sea Ice Production in the Arctic Coastal Polynyas. *Journal of Geophysical Research* **116**. doi:10.1029/2010JC006586.
- Tamura, T., G. D. Williams, A. D. Fraser, and K. I. Ohshima (2012), Potential regime shift in decreased sea ice production after the Mertz Glacier calving, *Nat. Commun.*, **3**, 826, doi:10.1038/ncomms1820.
- Williams, G. D., and N. L. Bindoff (2003), Wintertime oceanography of the Adélie depression, *Deep Sea Res., Part II*, **50**, 1373–1392.
- Winsor, P., and G. Björk (2000), Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997, *J. Geophys. Res.*, **105**, 8789–8803.
- Yu, Y. and D. A. Rothrock. (1996), Thin ice thickness from satellite thermal imagery. *J. Geophys. Res.*, **101** (C11), 25,753–25,766.

Global mapping of sea ice production, specification of bottom water formation areas, and clarification of their variability

Takeshi TAMURA^{1, 2, 3}

Abstract

The sinking of dense water in the polar oceans plays a key role in global thermohaline circulation, leading to heat and material exchange between the atmosphere and deep ocean. This study gives the first mapping of sea ice production in the both polar oceans, based on heat-flux calculation with ice thickness data derived from satellite data. The Cape Darnley polynya in East Antarctica is found to be the second highest production area, suggesting a possible AABW formation area. This mapping will provide new information with which to validate coupled ice-ocean models while providing important boundary conditions for the various models.

Key words : Antarctic Bottom Water, polynya, sea ice production, satellite remote sensing, and polar oceans

(Corresponding author's e-mail address: tamura.takeshi@nipr.ac.jp)

(Received 26 December 2014; accepted 3 April 2015)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2015)

1 National Institute of Polar Research, Tachikawa, Tokyo, Japan

2 The Graduate University for Advanced Studies, Tachikawa, Tokyo, Japan

3 Antarctic Climate & Ecosystems Cooperative Research Centre, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia

TEL : +81425120682

e-mail : tamura.takeshi@nipr.ac.jp