

この話題をまとめるに当たって多くの資料を頂いた
気象庁の野村保夫南極観測事務室長他関係者の皆様に
心より感謝します。

参 考 文 献

気象庁, 1989: 南極気象観測三十年史, 384pp.

106:601:03 (南極; 海氷)

4. 南大洋の観測の重要性

大 島 慶 一 郎*

1. はじめに

全球的に見たとき, 南大洋は大気においても海洋(海氷)においても最も大きなデータ稀薄域である。これは, 南大洋域は文明圏から遠くアクセスしにくいこと, 海況が厳しいこと, 海氷が存在することなどにより, 現場データの取得が圧倒的に少ないことによる。衛星観測によって全域的な観測が可能になってきたとはいえ, 海氷が存在すると, 高度計で適正に海面高度(海面の凹凸がわかると地衡流の関係から表層流がわかる)が計れない, 風波特性から海上風を計る散乱計も使えない, など海水域では大きな問題が残る。このため, 南大洋域特に南極海域は大気海洋データのグローバルマッピングにおいてしばしばシェード領域となっている。しかし以下に述べるように, 南大洋は海洋大循環さらにはグローバルな気候システムにおいて非常に重要な海域であると考えられる。南大洋域をデータ稀薄域のままにしておいてはグローバルな理解も進まないであろう。

南大洋は以下にあげる3つのユニークな特徴があるためにグローバルにもリージョナルにも気候システムに重要な影響を持つ。1つめは, 唯一周極的な構造を持つ大洋で, 太平洋・大西洋・インド洋をつなぐ海であること。2つめは, 全大洋の中層も深層も南大洋域

で大気と通気(ventilate)していること。そして3つめは, 最も大きな, 季節海水域(冬期のみ海水域となる海域)を持っていること。このうちの2つめと3つめに関してはそれぞれ2章と3章で詳しく述べる。国際的にもグローバルな気候変動における南大洋の重要性が認識されつつあり, **CLIVAR** (CLimate VARiability and Predictability) のパネルの1つとしても「Southern Ocean Region」が立ち上がっている(<http://www.clivar.org/organization/southern/>)。ここでは, 南極海を含む南大洋域の重要性とその研究の現状を概観したうえで, 今後日本の南極観測では何を貢献しうるのか, あるいはすべきなのかを考えたい。

2. 大循環における南大洋とその変動

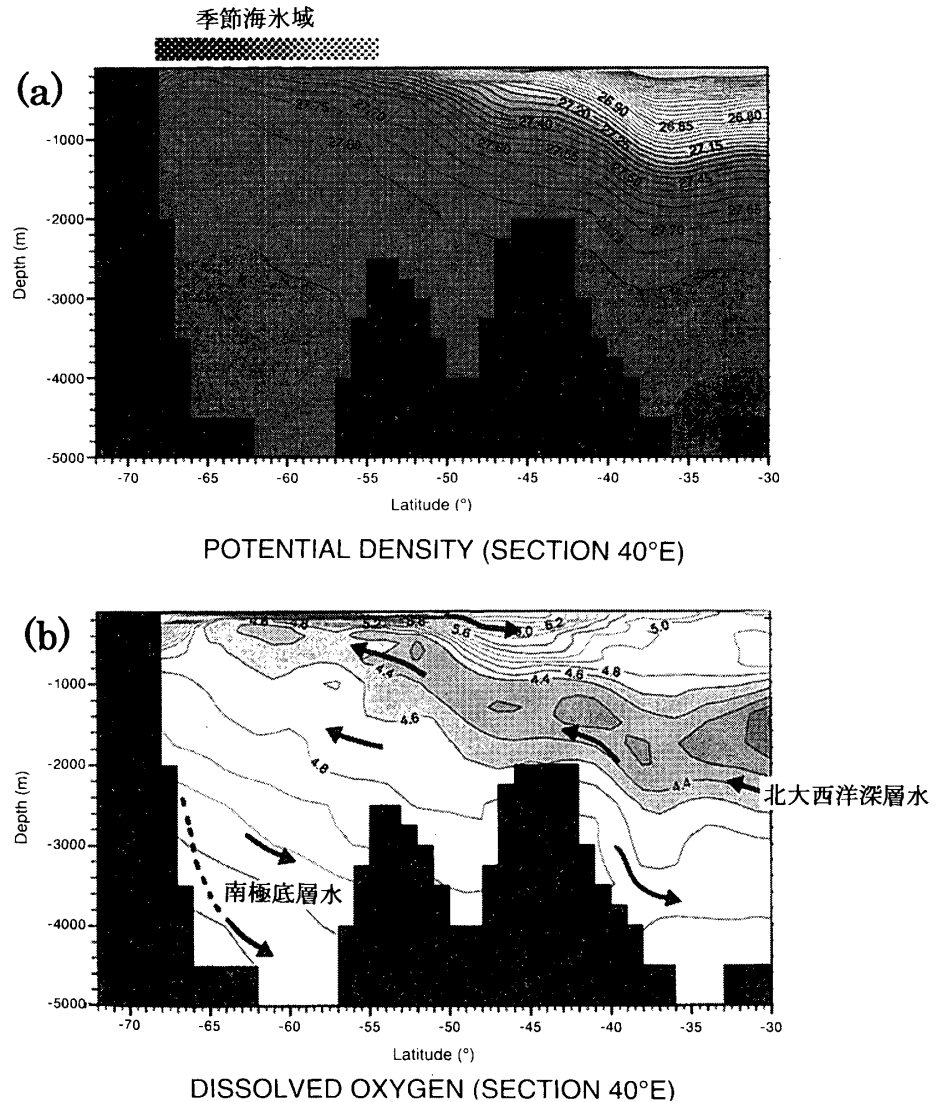
先にあげた南大洋の2つめの特徴, 「全大洋の中層も深層も南大洋で通気している(大気と接している)」点をもう少し詳しく説明する。第1図は昭和基地が存在する東経40度における(a)ポテンシャル密度と(b)溶存酸素の子午面断面である(Olbers *et al.*, 1992より)。南大洋は周極的なものでどの経度でもほとんど同様な分布になっている。等密度面を見ると南大洋域では大きく表層へ向って傾いていることがわかる。海洋ではポテンシャル密度が保存するというのが大きなconstraint(力学的制約)になっているので, 海洋内部ではほぼ等密度面に沿って水が流動する。従って第1図aより, 各大洋からの中層や深層の水は南大洋で表層(大気)とつながっていることになる。溶存酸素は

* 北海道大学低温科学研究所,
ohshima@lowtem.hokudai.ac.jp
© 2003 日本気象学会

大気との接触を断ってから時間が長い程低い濃度となる。第1図bから南大洋の底層は中深層より溶存酸素の濃度が高く、南極大陸の縁から大気と接した水が沈み込んでいることが示唆される。全球規模の熱塩循環 (thermohaline circulation: 密度の差によってできる全海洋の大きな対流) は、北大西洋で表層からの大きな沈み込みがあり、それが南大洋で一部は湧昇して北へ戻っていき、一部は南極大陸の縁で海水生成に伴ってできる重い水と混合して最も重い水、南極底層水 (Antarctic Bottom Water) を作り、全海洋へ拡がっていく、というものとなっている (第1図b参照)。

このように世界の海洋の中深層のほとんどの水は南大洋を介して大気と通気しているの、南大洋での大気海洋間の熱や (二酸化炭素を含む) 物質の交換が全海洋の熱や物質の貯蓄量を多く決めている可能性がある。また、熱塩循環の強さ自体も南極底層水の生成量や南大洋でのエクマン湧昇の強さによってコントロールされている可能性があり (例えば, Hasumi and Sugimoto, 2000), 中層循環や深層循環の時間スケールである長期 (10年以上) の気候変動には鍵を握る海域である。気候モデルによると、温暖化すると子午面方向の水循環が盛んになり、高緯度は淡水化するため重い水の生成量が減り、熱塩循環も弱くなって大きな気候シフトが生ずるという結果もある (Manabe and Stouffer, 1994)。

現実の海洋ではどの程度南大洋において海洋の変動が検知されているのであろうか。10年前までは南大洋では climatology を作るのがせいぜいであったが、海洋データが20~30年蓄積されやと変動の議論をう



第1図 東経40度における、(a) ポテンシャル密度と、(b) 溶存酸素の子午面断面 (Olbers *et al.*, 1992より加筆)。

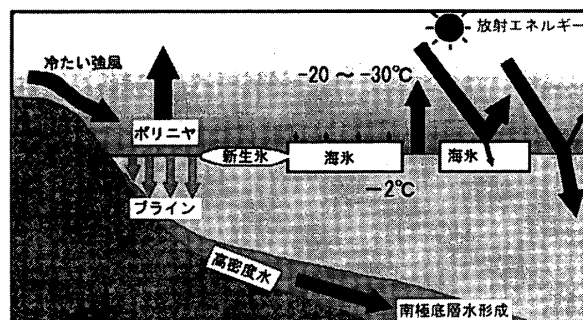
るに足る状況になってきた。例えば, Wong *et al.* (1999)では南大洋でも中層水がこの20~30年間で低塩化していることを示し、(中層水は高緯度で生成されるので) 気候モデルで示された水循環の活発化と対応したものである可能性を提示している。

今, ARGO 計画 (アルゴ計画) (<http://www.argo.ucsd.edu/>)が進みつつあり、これによって海洋観測も新時代を迎えようとしている。ARGO 計画は中層フロート (中層に浮遊し、一定時間ごとに浮上してその際の温度、塩分のプロファイルを衛星を介して送るフロート) を全海洋に約3000個投下し、中層から表層までの水温、塩分、流れをリアルタイムにかつグローバルにモニターする計画で2000年より始まっている。この計画が順調に進めば、南大洋での海洋研究を一新す

るであろう。すでにこのさきがけとなる研究も行われており、Gille (2002) は700 m から1100 m 深に投下した中層フロート（プロファイルまでは観測できるタイプではない）から、この層の水温がこの30年間で 0.17°C 有意に上昇していることを見出した。この上昇は全海洋のそれより明らかに大きく、この層の水が南大洋で通気しているために、温暖化の兆候がまっ先に現れている可能性を指摘している。Aoki *et al.* (2003) も南大洋インド洋セクターで200~900 m 層に昇温トレンドがあることを見出している。一方、Fahrbach *et al.* (1998) は、南極底層水が最も多く作られている Weddell 海で10年以上にわたって係留等の観測を続け、南極底層水が徐々に昇温していることを見出した。

3. 南大洋における海水のインパクト

海水は、1) 大気—海洋間の断熱材、2) 高アルベド、3) 熱と塩の再分配・輸送、の3つの特性をもって、気候システムに大きな影響を与えているとされている(第2図を参照)。しかし、それぞれの効果を定量性を持って議論するような研究はまだ始まったばかりである。1973年より登場した人工衛星搭載のマイクロ波放射計は海水研究に大きな進展をもたらした。昼夜・天候に関わらず海水密度の分布が全球的に観測できるようになったからである。ウェッデルポリニヤ(1974~1976年南極ウェッデル海の海水野内に出現した大規模な疎水域)もこの衛星観測ではじめて見つかったものである。現在ではSSM/I (Special Sensor Microwave Imager) によって、毎日25 km の分解能で全球の海水密度がわかる。さらに、SSM/I データからは、海水の種類(新生氷か1年氷か)もある程度識別できるという研究や海水の漂流ベクトルが導出できるという研究もあり、SSM/I は今や海水研究の生命線と言ってもよい。人工衛星 ADEOSII に搭載されている AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) は、SSM/I よりさらによい分解能を持つマイクロ波放射計であり、大いに期待される所以である。一方、南大洋域は、最近再解析(Re-Analysis) プ



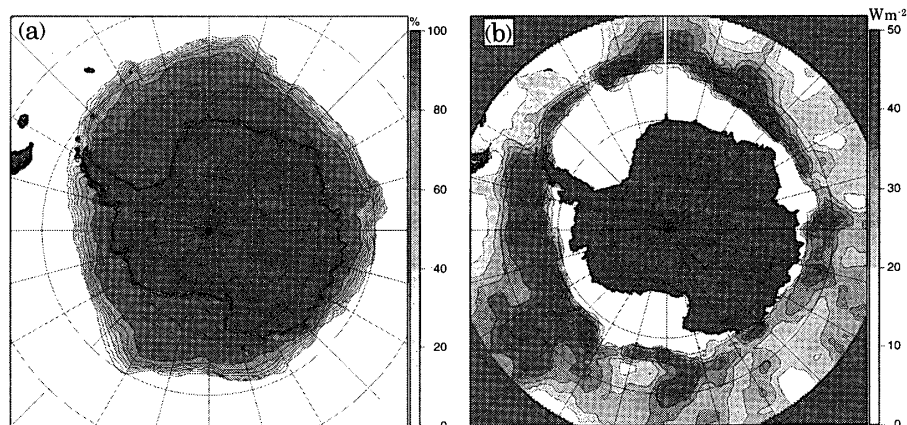
海水の特性

- (1) アルベドが高い
 - (2) 大気—海洋間の熱交換を制御
 - (3) 熱と塩の再分配 — 中・深層水生成 (熱塩の輸送)
- 正のフィードバック効果

第2図 海水の特性とその気候に果たす役割を示す模式図(小野数也氏作成)。

ロジェクトにより、大気客観解析データが大きく改善されつつある。マイクロ波による海水データと大気客観解析データがそれなりに信頼すべきデータセットとして整備されてきたので、南大洋においても「海水が気候に与えるインパクト」を、ある程度定量的に議論できるようになってきた。上にあげた3つの海水の特性・効果それぞれに関して南大洋の研究状況を以下に述べる。

海水の持つ1)の断熱効果は乱流フラックス(特に顕熱)が卓越する冬季に重要となる。第3図の(a)、(b)はそれぞれ、厳冬期の8月における、平均海水密度と、大気海洋(海水)間の正味の熱フラックスの標準偏差を示したものである。フラックスの偏差はちょうど氷縁に沿って極大を示すことがわかる。厳冬期に、海面が断熱材である海水に覆われるのと同じく、数百 Wm^{-2} の乱流フラックスの違いを



第3図 南大洋の8月における、(a) 平均海水密度と、(b) 大気海洋(海水)間の正味の熱フラックスの標準偏差。ECMWF Re-Analysis ERA-15 (分解能 1.125°)のフラックスデータより計算(二橋創平氏作成)。

生む。そのために、氷縁付近は大気との熱フラックスアノマリーが大きく出やすい海域となるのである。加えて、海水分布が周極的であることや、海水自身も大気や海洋によって流動することから、南大洋の氷縁は大気—海水—海洋相互作用が顕著に現れやすい領域と考えられる。最近ホットに議論されている南極周極波 (Antarctic Circumpolar Wave: 表面水温・海面気圧・南北風速・海水の張りだし等の偏差が南極の周りを2波長、周期4年で東向きに一周する現象) も大気—海水—海洋相互作用の何らかの具現であると考えられる (White and Peterson, 1996)。もっと短い時間スケール (十数日) でも、氷縁付近では大気と海水の変動が高い相関を持って東進しているという研究 (Baba and Wakatsuchi, 2001) もある。今までほとんど研究されていなかった裏返しに、南大洋での大気—海水—海洋相互作用に関わる研究は今後とも次々と出てきそうな気配である。

海水の持つ2) の「高アルベド」の効果は短波放射が卓越する夏季に重要になってくる。実は日照時間の長い夏の南極は中緯度に匹敵する短波放射がある。短波放射が卓越する時期に表面が開水面 (アルベド約0.06) であるか、表面に雪のある海水 (アルベド約0.7) であるかで、表面が受ける熱は大きく異なる。夏季 (12月) 南極海の海水域の熱収支を調べると、海水面でほぼ0であるのに対し、開水面では $+100 \sim +150 \text{ W m}^{-2}$ にもなる (Nihashi and Ohshima, 2001)。そのため、南極の海水の融解は、北極多年氷のように表面からではなく、いったん大気 (主に日射による) から開水面に入った熱によって側面と底面からなされる。このような場合、大気は外力としてだけ考え (フィードバックを考えない)、海水と海洋を結合した系を考えると、「一度海水密接度が小さくなると、開水面が増えた分日射をより吸収し、海水の融解を促進させて、ますます密接度が小さくなる」といった正のフィードバック効果が生じうる。これは海水と海洋のアルベドの違いがフィードバックを生じさせるわけであるから、「アイスアルベドフィードバック」の1つと言える。南極海の海水の前進・後退速度は非対称であり、海水後退は前進に比べずっと短期間に起こる。また、海水面積の年々変動は融解最盛期に最も大きい。これらの特徴は、上記のフィードバック効果が、融解を促進したり、各年のアノマリーを増長したりすることによる可能性がある (Ohshima and Nihashi, 2001)。このような効果が (年を越えて) 長期変動をもたらしているのか、大気との

相互作用も考えるとどうなるか、特に雲との関係は? (Yamanouchi and Charloch, 1997) など、興味深い点は多くあるが、このような研究は緒についたばかりと言える。

海水による3) の熱と塩の再分配・輸送は、海水が生成される場所と融解する場所が異なると生ずるものである。例えば、高緯度から低緯度へ運ばれて融解する海水の量が増えると、高緯度側の表層が高塩化して成層が弱くなる。もともと成層が弱い南極海では少しの成層 (安定度) の弱まりで海底まで及ぶような深い対流が起こりうる。いったん深い対流が生ずると深層から熱が上がってくるため、冬でも海水が生成されなくなる。1974-1976年に生じたウェッデルポリニヤはこういった機構で生じた可能性がある (Motoi *et al.*, 1987)。このような深い対流があると深層水や底層水をも変質させてしまうことになる。

以上本稿では、南大洋における海水のインパクト・変動について述べてきた。ここでの海水に関わる変動は大気の全球的な変動にも関係していることがわかってきた (例えば, Yuan and Martinson, 2000)。最大の季節海水域である南極海の変化は、海水の持つフィードバック効果も手伝って、地球規模のエネルギーバランスにも影響しかねない。また、ここでの海水生成量やポリニヤの変動は底層水の生成・変質と強くリンクするので、全球的な熱塩循環にも影響を与えうる。このように海水が関わることによって、南大洋 (南極海) はグローバルな循環及び (特に長期の) 気候変動においてキー領域になってくる。

4. 南大洋域での観測・日本の貢献

現在、南大洋域は海洋データに関してもっとも大きなデータ希薄域となっているが、もしARGO計画が順調に進めば、この問題は多いに改善されるであろう。データ希薄域にこそARGOの威力が発揮される。ただ南大洋域の場合一つ大きな問題がある。それは、海水があるとフロートが海水でcrushしたり、海面に浮上しデータ送信することができなかったりすることである。我々の研究グループがオホーツク海に投下したフロートの例では4つのうち3つまでが海水シーズンをのり切って生き残った。フロートは海水に対して意外にタフであることがわかったが、送信が滞る問題は残る。今後、直上の海水の有無をサーチする機能や海中に音響送信機を設置して位置を内蔵するシステムを考えるなどして、改良していく必要がある。ARGOで

海洋データが膨大に増加するとしても、一方で経年変動をモニターするべく定線観測の継続も重要である。例えば、国際的にも WOCE line (World Ocean Circulation Experiment) での観測線を数年ごとに繰り返そうと強く提案されている。

日本が南大洋域の観測に関して有効に貢献できることは、どのようなことであろうか？ 日本は、オペレーショナルな観測、継続する観測は最も得意とするところである。ARGO へ貢献すべきはもちろんであるが、継続観測は日本にとって貢献できることの大きな部分である。例えば、日本南極地域観測隊 (JARE) で海上保安庁水路部 (現海洋情報部) が30年あまりにわたって継続している昭和基地の潮汐観測は、国際的にも誇るべき観測であるし、今後とも継続されるべきものである。また、Aoki *et al.* (2003) が見出したインド洋セクターの昇温トレンドは、JARE で水路部が30年以上にわたって行ってきた停船観測と XBT (eXpendable BathyThermograph) 観測の成果の賜物でもある。広い南大洋は一国で網羅することはできない。南大洋こそ国際的な協力が不可欠な海域である。特に日本の昭和基地があるインド洋のセクターはアクセスが難しいため、南大洋の中でも最もデータが希薄な海域の1つである。このセクターを日本が責任をもってモニターしていくこと、定線が難しかったらせめて定点をいくつか決め、そこで継続して種々の物理・化学・生物データを取得する体制を作ること、を提案したい。

次に、海水の観測での貢献を考える。海水の密接度や漂流といった量は人工衛星で観測可能であるが、最も基本的な物理量である「海水の厚さデータ」は、衛星の観測からでは正確な値を得ることが (将来とも) 難しいものである。氷厚データに関しては、その平均的分布 (気候値) さえもよくわかっていない状況にある。この問題は国際的にも認識されており、Antarctic Ice Thickness Project (AnITPR) によって世界中から氷厚データを収集し、南大洋の氷厚の気候値を作ろうとしている。氷厚の観測手法としては依然目視観測が簡易でかつ有効な方法であるが、このプロジェクトでは目視観測の国際標準を作ることも行われている (<http://www.antcrc.utas.edu.au/aspect/index.html>)。このプロジェクトに日本からの貢献は今のところほとんどない。前述したように昭和基地沖のセクターは他の国からはアクセスすることが難しい海域なので、海水データについても日本以外からのものはほとんど得られていない。海水に関しても、このセクター

を日本がモニターしていくことが重要な貢献と考える。これには、例えば「しらせ」の往復において、海水の目視観測を定常的に続ける (これには気象庁或いは海上保安庁からの協力が不可欠かもしれない) 体制を作る、といったことが必要になってくる。一方、氷厚観測の新しい手法として、第42・43次観測隊では電磁誘導センサーとレーザー高度計を組み合わせる砕氷船上から氷厚を観測する方法を開始した (Uto *et al.*, 2002)。これが有効となればぜひ継続すべき観測である。ただし、これら船からの観測では、限られた時期しかデータが得られないことや計測の客観性 (船は疎氷域を航路に選ぼうとする) などに問題がある。長期連続した客観性の高い海水厚データを得るには、超音波氷厚計 (Upward Looking Sonar or Ice Profiling Sonar) を長期係留する方法が現在もっとも有効な方法である。これは海水中に係留された測器より発信した音波のエコー時間を用いて海水の厚さを測定するので、データ取得・データ処理ともに容易ではないので、国際的にもまだ限られた研究者の間でしか使われていない。この観測方法は、日本では我々のグループ (北海道大学低温研究所) がオホーツク海で1998年12月より開始・継続している (Fukamachi *et al.*, 2003)。非常に良好なデータが得られており、近い将来南極海でも定点を決めて継続した観測を行うことが期待される。

日本は、オペレーショナルな観測・継続性のある観測には比較的向いているが、プロジェクト型あるいは目的集中型観測には難しい体制にある。特に専用の観測砕氷船がない現状では、海洋海水観測に関してはある程度限られたものにならざるをえない。アメリカはロス海・ウェッデル海を、ドイツはウェッデル海を、オーストラリアはアデリーランド沖・プライズ湾を、イタリアはロス海を、と他の先進国はそれぞれの担当する海域を、専用の観測砕氷船をもって着々と観測している。日本が南大洋域において他の先進国と同様な貢献をするのはすぐには難しい。現状では冬季の観測は難しいが、JARE の輸送・隊員交代が行われ耐氷船でもアクセス可能な夏季には、観測はある程度可能である。係留系の設置・回収も夏季にできる観測である。私自身は、夏季の海水融解機構・海水海洋結合システムに興味をもっているが、これは夏の観測テーマである。実際、JARE で取得した「しらせ」航路上の海洋上層データと海水データから、大気から海洋上層に入った熱で海水が融解されることを示した研究もある

(Ohshima *et al.*, 1998). AUV (Autonomous Underwater Vehicle: 自律走行型海中ロボット)などの新しいテクノロジーを導入するなどして工夫すれば、場所・時間とも限られたの中でも、目的集中型観測でそれなりの成果をうることは可能と思われる。これらの実績を積み上げた上で、将来はぜひ日本も専用の観測砕氷船を持つことを望むものである。

参 考 文 献

- Aoki, S., M. Yoritaka and A. Masuyama, 2003: Multidecadal warming of subsurface temperature in the Indian sector of the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, **108**, 8081, doi: 10.1029/2000JC000307.
- Baba, K. and M. Wakatsuchi, 2001: Eastward propagation of the intraseasonal variability of sea ice and the atmospheric field in the marginal ice zone in the Antarctic, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3669-3672.
- Fahrbach, E., R. Meyer, G. Rohardt, M. Schroder and R. A. Woodgate, 1998: Gradual warming of the Weddell Sea Deep and Bottom Water, *Filchner-Ronne Ice Shelf Programme Report*, **12**, 24-34.
- Fukamachi, Y., G. Mizuta, K. I. Ohshima, H. Melling, D. Fissel and M. Wakatsuchi, 2003: Variability of sea-ice draft off Hokkaido in the Sea of Okhotsk revealed by a moored ice-profiling sonar in winter of 1999, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi: 10.1029/2002GL016197.
- Gille, S. T., 2002: Warming of the Southern Ocean since the 1950s, *Science*, **295**, 1275-1277.
- Hasumi, H. and N. Sugimotohara, 1999: Atlantic deep circulation controlled by heating in the Southern Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1873-1876.
- Manabe, S. and R. J. Stouffer, 1994: Multiple-century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide, *J. Climate*, **7**, 5-23.
- Motoi, T., N. Ono and M. Wakatsuchi, 1987: A mechanism for the formation of the Weddell Polynya in 1974, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 2241-2247.
- Nihashi, S. and K. I. Ohshima, 2001: Relationship between ice decay and solar heating through open water in the Antarctic sea-ice zone, *J. Geophys. Res.*, **106**, 16767-16782.
- Ohshima, K. I., K. Yoshida, H. Shimoda, M. Wakatsuchi, T. Endoh and M. Fukuchi, 1998: Relationship between the upper ocean and sea ice during the Antarctic melting season, *J. Geophys. Res.*, **103**, 7601-7616.
- Ohshima, K. I. and S. Nihashi, 2001: Ice albedo feedback effect on sea ice/ocean coupled system in the Antarctic, *Proc. Second Wadati Conference on Global Change and Polar Climate*, Tsukuba, Japan, 114-117.
- Olbers, D. J., V. Gouretski, G. Seif and J. Schroter, 1992: *Hydrographic Atlas of the Southern Ocean*, AWI, Bremerhaven, 82pp.
- Uto, S., H. Shimoda and K. Izumiyama, 2002: Ship-based sea ice thickness observations in Lutzow-Holm Bay, Antarctica in the 42nd Japanese Antarctic Research Expedition, *Proceedings of the 17th Okhotsk Sea and Sea Ice Symposium*, 157-162.
- White, W. B. and R. Peterson, 1996: An Antarctic Ciucumpolar Wave in surface pressure, wind, temperature, and sea ice extent, *Nature*, **380**, 699-702.
- Wong, A. P. S., N. L. Bindoff and J. A. Church, 1999: Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian Oceans, *Nature*, **400**, 440-443.
- Yamanouchi, T. and T. P. Charlock, 1997: Effects of clouds, ice sheet and sea ice on the earth radiation budget in the Antarctic, *J. Geophys. Res.*, **102**, 6953-6970.
- Yuan, X. and D. G. Martinson, 2000: Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity, *J. Climate*, **13**, 1697-1717.