

リュツォ・ホルム湾の海水の特性と成長過程

河村俊行¹・滝沢隆俊²・大島慶一郎¹・牛尾収輝³Characteristics and Growth Processes of
Sea Ice in Lützow-Holm BayToshiyuki KAWAMURA¹, Takatoshi TAKIZAWA², Kay I. OHSHIMA¹
and Shuki USHIO³

Abstract: Observations of multiyear land fast sea ice were made in Lützow-Holm Bay, Antarctica over a period of two years from 1990 to 1991 to determine the snow and ice characteristics and ice growth processes. The snow depth in the bay reached remarkably high values of 1.0 to 1.5 m during the winter season at offshore stations. From analysis of ice thickness measurements, it is confirmed that fast ice with deep snow cover shows little growth during winter but substantially thickens during the summer months. On the basis of ice core structure, salinity and stable isotopic composition, it is concluded that the sea ice grows not downward as in ordinary growth but upward at the top of the sea ice. It is also concluded that the upward growth is caused by snow ice and superimposed ice formation. Superimposed ice formation on sea ice in Antarctica has not been reported previously. Evidence for snow cover melting, which is a prerequisite for superimposed ice formation, was also found. The summer upward growth was not found in sea ice with low snow accumulation. Snow cover, therefore, significantly affects the growth processes and structure of sea ice. General sea ice structure and characteristics of Antarctic sea ice are reviewed at the beginning of this report.

要旨: 海水の特性と成長過程を解明するための観測がリュツォ・ホルム湾の定着氷で1990年から1991年の2年間にわたって行われた。湾内の積雪深は沖合いの観測点で、冬季に1.0から1.5mと非常に厚くなった。積雪深と氷厚の観測から、多雪域の海水は冬にはほとんど成長しないにもかかわらず、夏には非常に厚くなることが確認された。海水の構造・塩分・酸素同位体比の結果から、この海水は通常の成長とは異なり、海水の表面で上方に成長していることが分かった。その上方成長は雪ごおりと上積氷の形成により起こっていると結論された。南極の海水での上積氷の形成は以前に報告されていない。上積氷の生成条件である積雪の融解の証拠も得られた。このような夏の上方成長は少雪域の海水

¹ 北海道大学低温科学研究所, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Kita-19, Nishi-8, Kita-ku, Sapporo 060.

² 海洋科学技術センター, Japan Marine Science and Technology Center, 2-15, Natsushima-cho, Yokosuka 237.

³ 国立極地研究所, National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

では見られなかった。従って、積雪は海水の成長過程と構造に多大な影響を及ぼす。この報告の前半で、海水の一般的な構造や南極域での海水の特性が述べられている。

1. はじめに

海水は極域の大気—海洋間の相互作用に次のような影響を及ぼす。

- (1) 海面に海水が存在すると、表面のアルベドが増大し、そこでの熱収支に影響する。
- (2) そして海水があることにより、大気と海洋の界面を通しての熱や水蒸気の交換が制御され、その大きさは海水の厚さに依存する。
- (3) 海水の表面および底面の形態が異なると、風と海流による応力が変わり運動量輸送に影響を及ぼす。
- (4) 海水が生成される時、大部分の塩は海水からブライン (brine, 高濃度塩水) として排出される。そのため海洋表面の密度分布が変わり、熱塩対流をもたらす。
- (5) 逆に海水が融ける時には、低塩分水が海洋に供給され、海洋表面を覆うことになる。
- (6) 海水およびその上の積雪の性質は、マイクロ波の放射率 (従って輝度温度) に反映し、リモートセンシングで得られる結果の解釈に重要である。

以上のことから、海水の変動はその存在する地域ばかりでなく、全地球的規模の気候に多大な影響をもたらす。そのため、年間を通じての海水の諸特性を知ることは、海水の成長過程や海水が極地の環境に及ぼす効果を理解するのに重要である。

2. 海水の構造と分類

海水はその形成過程を反映した構造をとるため、その構造から成長の履歴を知ることができる。

静かな条件で成長する海水は既に存在する氷板の下の海水が直接凍結して形成される。それらの海水は凝固氷 (congelation ice) と呼ばれている。その構造は鉛直方向に延びる何枚かの純氷から成る薄板が並行し、いわゆる海水の結晶粒を構成する。この結晶粒は縦に長い短冊状の構造となる。このため凝固氷は時に短冊氷 (columnar ice) とも呼ばれる。

もう一つの海水の構造には、粒状氷 (granular ice) と呼ばれるものがある。これにはフラジールアイス (frazil ice, 晶氷) と雪ごおり (snow ice) の二つの起源がある。

フラジールアイスとは海水の中で凍結した氷の微結晶 (frazil) がその浮力により浮かび、海水下面でお互いに結合してできたものである。一般にその構造は、結晶粒が球状で、結晶粒径は小さく、結晶軸の方位も規則性がない。北極域の研究からフラジールアイスは海水の上層にしか存在しなく、重要な構成要素ではないと考えられてきた。しかし、ウェッデル海で大きな割合を占めていることが分かり、注目されている (例えば Gow *et al.*, 1982)。

粒状氷のもう一つの起源は雪ごおりである。これは海水上の積雪の重みのため、雪と海水の境界面が海水面より沈下し、そのために雪の中に浸透した海水が再凍結することによってもたらされる。この雪ごおりもフラジルアイスと同様に、海氷の上層に限られる。また、その構造はフラジルアイスと似ているが、雪ごおりは気泡を多く含むことと結晶粒がそれよりも多少大きい。積雪と海水が起源であるため酸素同位体比からフラジルアイスと識別できる。

その他、南極域のみに認められるプレートレットアイス (platelet ice) がある (LANGE, 1988; JEFFRIES *et al.*, 1993)。これは海中の厚さ 5 mm, 直径数 10 mm 程度の氷の薄板が集合して不規則に固まったもので、直径数 10 mm, 長さ数 10 mm の刃状または波状の結晶粒を持つ。沿岸域にしか存在しなく、棚氷の下からの過冷却した海水が起源と言われている。PAIGE (1966) により最初にロス海のマクマードサウンドで発見されたが、最近ウェッデル海の沿岸域の海水で大きな比率を占めていることが分かった。

氷の結晶の中には海水中の塩分を含むことはできないので、塩は海氷から排除される。排出された塩の一部はブラインとして、純氷の薄板の間に独立した細胞の様な形 (ブライン細胞またはブラインポケットと呼ばれる) で液体のまま閉じこめられる。海氷の塩分は海氷を融かして測定した純氷とブラインの平均である。初期の海水の塩分は、凍結速度に依存し、成長が速いほど、高濃度となる。ブラインは海氷の成長とともに種々の原因 (UNTERSTEINER, 1968) によって、徐々に脱落して、海氷の塩分は低下する。特に、夏に表面融解が起こると、ブラインの脱落は激しく、夏を越えた海氷の塩分は非常に低い値となる。

なお、海氷はその“年齢”によって一年氷 (first-year ice) と古い氷 (old ice) に分類され、さらに古い氷は二年氷 (second-year ice) と多年氷 (multi-year ice) に分けられる (WMO, 1970)。しかし、一年氷と二年氷の塩分・構造や形状の差に比べ二年氷と多年氷の差は小さいことから、少なくとも一夏を超えた海水を多年氷として扱う研究者も多い。ここでも同様の定義を用いる。

3. 南極域での海水の諸特性

3.1. ウェッデル海

海氷の研究は主に北極海を中心とする北半球で行われてきた。南極での観測は 1970 年代までほとんど行われていなかった。

南極域での海氷観測は主にウェッデル海の流水域で行われている。同海域での観測船を用いての本格的な観測は、1970 年代後半から精力的に行われるようになってきた。最近の主な観測海域を図 1 に示す。まず、1977 年 2-3 月に西ウェッデル海で観測が行われた (ACKLEY, 1979)。また、1980 年 2-3 月には、同海域で、アメリカの船 Polar Sea を用いて行われた (Polar Sea Expedition, Gow *et al.*, 1982, 1987)。さらに、1983, 84, 85 年の 1-2 月に旧西ドイツの観測船 POLARSTERN によって東および南ウェッデル海の沿岸域で海氷の試料を得ている (LANGE,

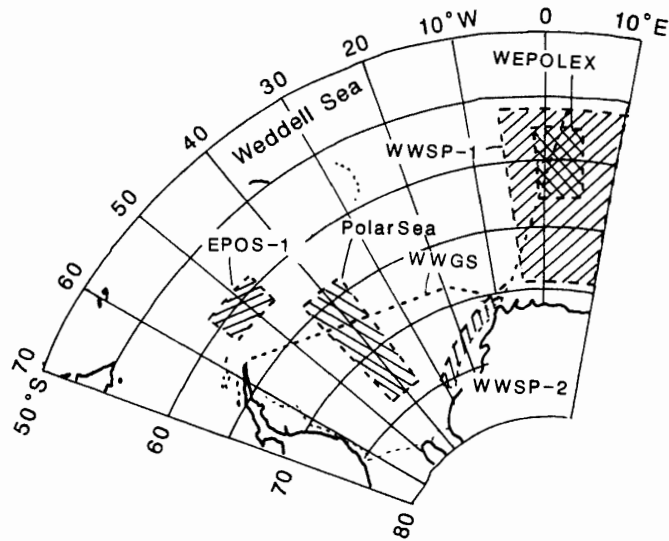


図1 ウェッデル海での海水調査海域。(LANGE and EICKEN, 1991b の図に追加)
 PolarSea: Polar Sea Expedition, WEPOLEX: Weddell Polynya Expedition, WWSP: Winter Weddell Sea Project (Leg 1 & 2), EPOS-1: first leg of the European Polarstern Study, WWGS: Winter Weddell Gyre Study.

Fig. 1. Study areas of expeditions in the Weddell Sea (adapted from a figure by LANGE and EICKEN, 1991b).

1988).

これらの観測から、ウェッデル海の海氷の構造が従来研究されてきた北極域でのものとはかなり異なることが明らかになった。つまり、採取された海氷の全氷厚の半分以上がフラジルアイスからなること、海水の塩分が高いこと、沿岸域でプレートレットアイスが見つかったことである。

これらの夏の観測の成果を踏まえて、冬から春の期間の調査も行われるようになってきた。まず最初に、1981年10-11月のアメリカ・旧ソ連共同の Weddell Polynya Expedition (WEPOLEX, GORDON and SARUKHANYAN, 1982) が行われた。その後、1986年には Winter Weddell Sea Project 1986 (WWSP, 第1次航海, 中央ウェッデル海, 7-9月, LANGE *et al.*, 1989; 第2次航海, ウェッデル海の沿岸域, 10-12月, EICKEN and LANGE, 1989) や 1988年10月-11月の European Polarstern Study の第1次航海 (EPOS-1, 北西ウェッデル海, LANGE and EICKEN, 1991a), さらに、1989年および1992年9-10月の Winter Weddell Gyre Study 1989, 1992 (WWGS 89, 92, 中央-西ウェッデル海, AUGSTEIN *et al.*, 1991; EICKEN *et al.*, 1994) などの総合観測の一環として海氷の研究が行われた。

これらの研究から、夏ばかりでなく冬のウェッデル海の海水の状況・構造などの諸性質が明らかになった。

冬季の中央ウェッデル海での氷厚は0.4-0.7 mであり (WADHAMS *et al.*, 1987), HIBLER and ACKLEY (1983) の計算値1-1.5 m および北極海での実測値に比べて極めて小さな値になってい

た。GORDON and HUBER (1990) は WWSP の第 1 次航海での観測から、海洋から与えられる熱流量の冬季の平均値として、北極海での代表値 2 Wm^{-2} に比べ極めて大きい 41 Wm^{-2} を得た。従って、この海域での予想外に薄い海水は、この大きな海洋熱流量によるものと考えられる。

ウェッデル海では氷縁域ばかりでなく沿岸ポリニヤ域（沿岸付近の海水域内に存在する開水域）においても広範囲にわたってフラジルアイスが約 50% 以上と優勢であることが分かった。従来の北極域での海水の研究から、フラジルアイスは主に風や波浪による擾乱によって起こることが多いので、氷縁域やリード・ポリニヤと呼ばれる開水域の表層で形成されるため、主として海水の 0.2 m 深までに見られるのみで、主要な要素ではないと考えられてきた。実際に MARTIN (1979) は、北極域の海水でのフラジルアイスの量を全氷厚の 10% 以下と見積もった。またウェッデル海ではフラジルアイスは量が多いばかりでなく、存在する場所も表層のみならず、凝固氷に挟まれたものや底層にもあり、その形状や厚さに多様性があった。LANGE and EICKEN (1991b) は、周りを陸地で囲まれた北極海と異なり、南極海の海水は拘束されていないため流動性が大きく変形しやすい。この様なたび重なる変形と大きな海洋熱流量が、北極の海水で普通に見られる凝固氷を作る成長を妨げていると述べている。

積雪の一部が海水に取り込まれる雪ごおりについて、LANGE *et al.* (1990) は海水成長に対する積雪の寄与を $\delta^{18}\text{O}$ の測定から $3 \pm 3\%$ と見積もった。また、WWSP の第 2 次航海による沿岸域の観測から、氷厚の 10-50% のプレートレットアイスが存在することが分かった (EICKEN and LANGE, 1989)。

ウェッデル海での観測結果の詳細は河村 (1993) の解説を参照されたい。

3.2. その他の海域

上述のウェッデル海での北極域の海水とは異なる諸性質が、南極域全体の海水を代表しているかは興味のある問題である。そういう観点からウェッデル海以外の海域でも海水観測が行われている。

ロス海のマクマードサウンドの定着氷での観測が、上述の Polar Sea Expedition の一環として、1980 年 2-3 月に行われた。そこでの海水は北極域の定着氷と似た構造で、凝固氷が大部分を占めていることが分かった。しかし、プレートレットアイスも多くの地点で見つかった (Gow *et al.*, 1982)。1991 年 1 月の観測では凝固氷が主要な構造であるが、プレートレットアイスも平均 28.3% と大きく、同時点の約 2 m の厚い氷厚に寄与していることを示した (JEFFRIES *et al.*, 1993)。

西ロス海の流水域の観測が 1990 年 12 月に行われた。海水の構造は凝固氷が主であるが、場所によっては最高 88.5% のフラジルアイスや 21.3% の雪ごおりを含み、ウェッデル海同様、北極域の海水よりもかなり多様な構造で、複雑な結氷状況を示唆した。氷厚は 0.71-1.52 m と南極の他の流水域での値と似ているが、北極域より薄かった (JEFFRIES and WEEKS, 1992)。

南大洋の西太平洋セクターのロス海・アムンゼン海およびベリングスハウゼン海の流水域で、1992年2-3月に観測が行われた。この海域(特にロス海とアムンゼン海)での多年氷は他海域と比較して非常に厚く、7-8 mにも達した。積雪も最大2 mと多く、氷厚と良い相関があった。氷厚に寄与する積雪の比率は全海域平均で $7.5 \pm 3.9\%$ とウェッデル海の2倍程度と見積もられた。海氷の構造は複雑で、激しい擾乱での成長を示唆している(JEFFRIES *et al.*, 1994)。

インド洋セクターでの海氷観測は船上からの観測が主で(JACKA *et al.*, 1987; ALLISON *et al.*, 1993)、海氷コアを解析したものは少ない。1985年10-12月、40-70°Eの流水域で、1 m以下の一年氷と沿岸域の多年氷(厚さ2.5 m以上)とも、フラジルアイスが卓越していた(JACKA *et al.*, 1987)。TISON and HAREN (1989)はブライド湾の定着氷で1986年12月に「しらせ」から厚さ1.64 mの一年氷を採取し、ここでもフラジルアイスが77%と優勢であることを示した。

下田ら(1992)は「しらせ」に設置した船上ビデオの解析から32次隊進入時(1990年12月)のリュツォ・ホルム湾の定着氷の平均氷厚は1.58 mで30次隊の時に比べ0.42 m増大していたと報告している。ちなみに、1988年10-12月の60-110°Eの流水域の氷厚は0.35-0.65 mでウェッデル海での冬の値と同程度であった(ALLISON *et al.*, 1993)。

昭和基地近傍では、1967-1969年の積雪深・氷厚の観測から、雪ごおりが氷厚の約1/3を占めていることと、氷厚と積算寒度の関係を見いだした(NARUSE *et al.*, 1971a, b)。また、夏季のパドルの形成と消滅過程の研究も行われた(TAKAHASHI, 1960; 遠藤, 1970; ISHIKAWA and KOBAYASHI, 1985)。

4. リュツォ・ホルム湾の海水成長

上述の様に近年ウェッデル海を中心に南極域での海氷観測が盛んに行われるようになり、海水の諸特性が分かってきた。しかし、それらの調査は、ある時期、ある地点での観測であり、同じ海域・地点で通年観測したものではない。成長の履歴の分かった海水での、通年にわたる成長過程や性質の観測はほとんど行われていない。

ACRの重要課題の一つに、海水を中心とした大気-海水-海洋間の相互作用の研究があった。これに応じて、1990年2月-1992年1月まで第31, 32次隊によって、昭和基地周辺の定着氷域で海氷および海洋に関する通年観測が集中的に行われた。これにより、同一地域での冬季を含めた2年間のデータが得られた。

海氷に関する研究(河村ら, 1992; KAWAMURA *et al.*, 1993, 1995, 1997)では、積雪と海水の地域特性および、海氷の成長・氷化過程を把握することを目的とした。観測地域は1) リュツォ・ホルム湾の東側の海域、2) オングル海峡を横断する測線、3) オングル海峡中央部での定点に大別される。1)は湾内の比較的広域の海水特性を対象とした。しかし、観測頻度に限りがあるため、2)ではオングル海峡の数kmの比較的狭い地域で、時間的に密に(1月に1回程度)観測を行った。1), 2)とも観測区域内で積雪深が顕著にしかも系統的に変化していたの

で、海水成長に及ぼす積雪の影響を捉えることができた。3) は実験用プールでの海水の成長を追ったものである。ここでは、1) の結果について述べる。2), 3) は河村ら (1997) により述べられている。

4.1. 観測点と観測方法

同湾内の海水観測点は、図2に示したラングホブデ沖のLルートと弁天島西方のOWルートであり、1990, 1991年の4月, 8月および10月の下旬を中心として各3回、計6回の観測旅行を実施した。また、L3では1992年1月に「しらせ」のヘリコプターを使っての観測も行った。なお、パツダ島方面のPルートと4点では1990年に3回の観測を行ったが、ここでは2年間の観測データのあるLおよびOWルートのみ議論の対象とする。観測項目は、雪尺・積雪深・氷厚および水温の測定と、海水コアサンプルの採取である。一部の海水コアは昭和基地で解析したが、大部分は日本に持ち帰り、構造・塩分・酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) および主要イオンの分析を行った。

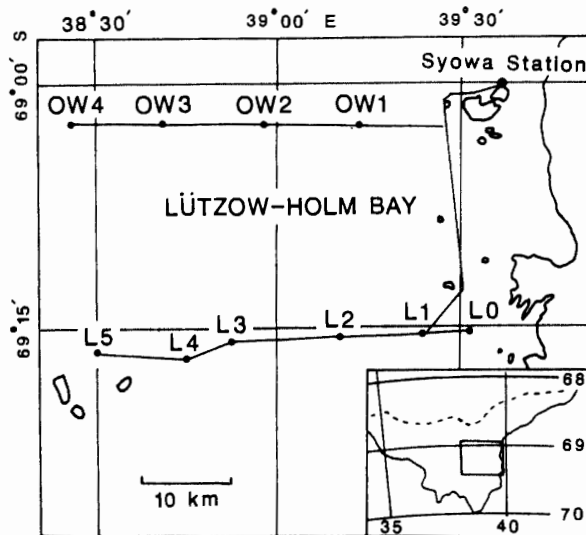


図2 リュツォ・ホルム湾の観測点。挿図の破線は1991年4月の定着氷縁を示す。

Fig. 2. Location map of Lützow-Holm Bay showing the 11 offshore sampling stations on two latitudinal lines. The dashed line in the inserted map, giving the general geographical location of the study area, represents the position of the fast ice edge in April 1991.

4.2. 積雪深と氷厚

観測された積雪深と氷厚の値を表1に示す。湾内の海水は1988年秋にいったん流出し、残った氷を含めて新たに凍結したものである。その後の流出はないため、湾内の海水は2-3 m台と厚い多年定着氷となっていた。積雪深および氷厚には地域特性が認められた。積雪は大陸に近い測定点では大陸からのカタバ風により吹き払われるため非常に少ない。大陸から離れるに

表1 リュツォ・ホルム湾の積雪深と氷厚 (単位: m)
Table 1. Snow depth and sea-ice thickness (m) at the observation points.

	OW5		OW4		OW3		OW2		OW1			
	積雪	氷厚	積雪	氷厚	積雪	氷厚	積雪	氷厚	積雪	氷厚		
'90. 5. 上旬					0.46	1.28	0.47	1.90	0.33	1.60		
'90. 8. 下旬	1.13	3.02	1.30	2.31	0.72	1.70	0.98	2.11	0.53	2.00		
'90.10. 下旬	1.64	2.77	1.21	2.85	1.02	2.26	1.17	2.19	0.55	2.01		
'91. 8. 下旬			1.40	3.38	1.09	1.77	1.04	2.83	0.48	2.45		
'91.10. 下旬			1.54	3.30	1.16	2.05	1.10	2.69	0.64	2.30		
	L5		L4		L3		L2		L1		L0	
	積雪	氷厚	積雪	氷厚	積雪	氷厚	積雪	氷厚	積雪	氷厚	積雪	氷厚
'90. 5. 上旬			0.72	2.20	0.63	2.10	0.39	2.20	0.11	1.44		
'90. 8. 下旬	1.40	2.13	1.20	2.13	0.97	2.13	0.70	2.50	0.15	1.70		
'90.10. 下旬	1.65	2.12	1.59	2.32	1.39	2.24	1.05	2.22	0.29	1.96		
'91. 4. 下旬	0.47	2.88	0.58	3.42	0.35	3.03	0.10	2.10	0.05	1.45	0.05	0.75
'91. 8. 下旬	1.12	2.97	0.92	2.81	0.86	3.25	0.36	2.15	0.22	1.74	0.20	1.34
'91.10. 下旬	1.42	2.80	1.13	2.86	0.98	3.25	0.53	2.36	0.20	2.04	0.15	1.06
'92. 1. 23					0.53	3.35						

従って、多少の変動があるものの単調に厚さを増し、1 m から 1.5 m に達する。季節的には兩年とも月を追うに従い増大し、10月に最大値を示した。昭和基地での積雪深の通年観測と比較すると、この値がほぼ年間の最大積雪深と考えられる。夏季の観測はないが、積雪内のクラストの存在から、多雪域では夏にも完全には融解せず一部は残るものと思われる。この湾内の積雪深は、冬季のウェッデル海での平均値 0.2 m (EICKEN *et al.*, 1994)、およびマクマードサウンド (例えば JEFFRIES *et al.*, 1993) や東南極 (例えば, TISON and HAREN, 1989) での値と比較して極めて大きな値となっている。

積雪深の増大に対応して、氷厚も両ルートとも沖合いの方が厚くなっていた。しかし、LルートではL3から沖合いで一定になっている傾向も見られた。ロス・アムンゼン海でも積雪の深い所で厚い海水が見られ、最大7-8 mの氷厚が観測されている。WADHAMS *et al.* (1987) によれば冬の中央ウェッデル海では一般に0.4-0.7 mと薄いですが、南緯66度以南で8-11 mの非常に厚い多年氷も見られた。Gow *et al.* (1987) は夏の西ウェッデル海の流水域で厚い海水を観測した。南極域の一年氷の定着氷の厚さは通常2 mを越えない (ALLISON *et al.*, 1993; LANGE, 1988; TISON and HAREN, 1989; JEFFRIES *et al.*, 1993)。

積雪深と氷厚の季節変動には、積雪の少ない観測点 (OW1, L0-L2) と多い観測点 (OW2-OW4, L3-L5) で差異が認められた。積雪の少ない観測点および多い観測点の代表として、それぞれL1とL3でのそれらの変動を図3に示した。L1では積雪深・氷厚とも両観測年でほと

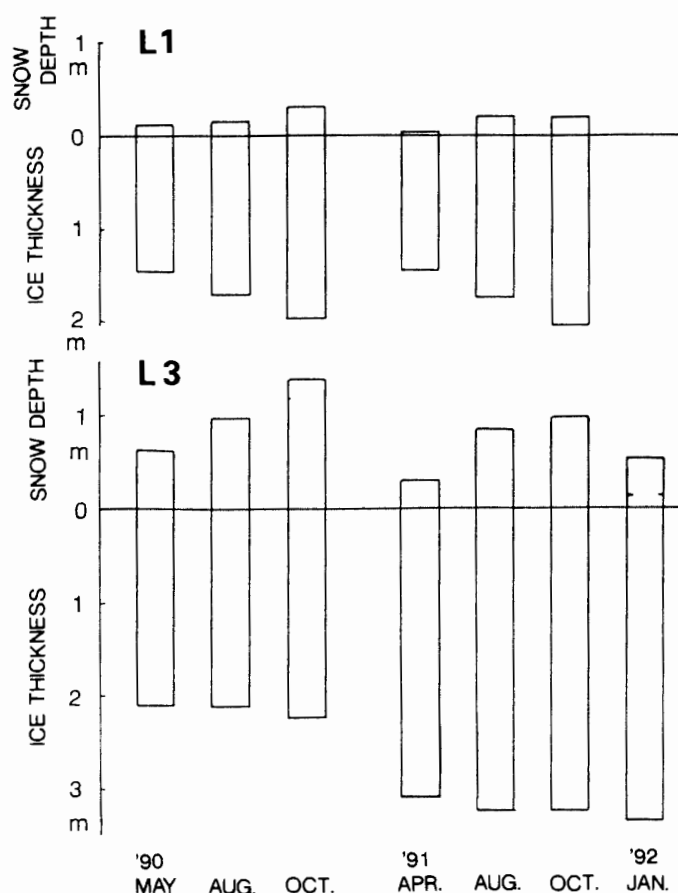


図3 リュツォ・ホルム湾の観測点 L1 および L3 での積雪深と氷厚の季節変動。

Fig. 3. Seasonal variations of snow depth and sea-ice thickness at stations L1 and L3 between 1990 and 1992.

んど同じ変動を示した。氷厚は、冬の間が増大し、春から夏にかけて前年の氷厚まで減少していた。多分、毎年同じ変動を繰り返しているであろう。従って、積雪の少ない地域の氷厚は 2 m 程度が限界であると思われる。一方、積雪の多い L3 では、厚い積雪と海水のため、冬の間でもほとんど成長が認められない。しかし、1990 年 10 月から 1991 年 4 月の夏を挟む期間に、0.8 m にも及ぶ極めて大きな氷厚の増大がみられるという、注目すべき結果が得られた。多雪域では 1991 年の氷厚は 1990 年よりも平均 0.5 m 増大している。しかし、例外的に OW3 ではこの時期に氷厚の減少が観測された。これはクラックが存在した同地点での掘削地点の微妙な違いによると思われるが、コアの代表性での問題点である。

4.3. 少雪域での海水の構造と成長過程

積雪の少ない観測点 (L0, L1) では、海水の厚さや積雪深と同様に、その構造も 1990 年と 1991 年とで差がなかった。図 4 に 1991 年 8 月の L1 での構造・塩分および酸素同位体比の分布を示す。この海水はその構造などから三つの部分に分けられる。最上部の深さ 0.41 m までの層

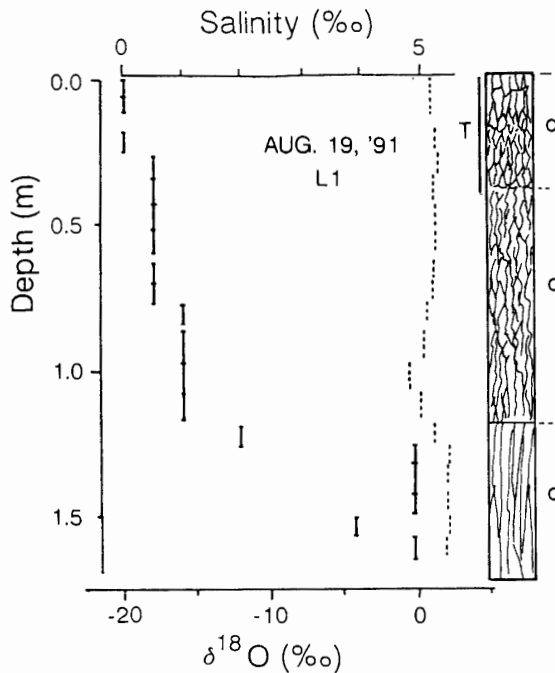


図4 1991年8月19日L1で採取した海水サンプルの構造と塩分(実線), 酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$, 破線)の鉛直分布. 構造の図の右の記号cは凝固氷を示し, 左の記号Tは透明層を示す.

Fig. 4. Profiles of stratigraphy, salinity (solid line) and $\delta^{18}\text{O}$ (dashed line) of the ice core obtained at L1 in August 1991. The symbol c located on the right side of the stratigraphy represents columnar ice, as classified by EICKEN and LANGE (1989). The symbol T on the left side denotes a transparent layer.

は極めて透明な氷から成っていた。その結晶は粒径 50 mm, 長さ 100 mm 程度と非常に大きく, 結晶粒界は滑らかであった。その塩分はほとんど 0‰ で後述の L3 の透明氷と似ている (図 5)。しかし, $\delta^{18}\text{O}$ の値は L3 の負の値とは異なり, 約 0‰ と海水に近い値であった。この結果から, この層の氷は雪起源ではなく, 1990 年以前の融解期に脱塩 (UNTERSTEINER, 1968) された海水の融け水の再凍結で形成されたことが分かる。コアの中央部 (深さ 0.41-1.20 m) の氷は海水特有の短冊構造をしていたが, その塩分は約 0‰ であり, 脱塩されたことを示していた。深さ 1.20 m に気泡の多い層があったが, 結晶構造は連続しており, それ以深の底層部も短冊状の構造となっていた。しかし, 塩分は 5‰ と急激に高くなっており, 冬に新たに形成された海水であることが分かる。

遠藤 (1970) は昭和基地近辺の裸氷域や少雪域でパドルの形成と消滅の過程を観測した。その過程は以下の様である。11 月末から 12 月初めに海水の内部から融解が始まる。内部融解は次第に広がり, 表面に達する。2 月頃から融解水は表面から再凍結し, その後パドルは完全に消滅する。パドルの下の海水も底面から融解して薄くなるが, 多くは完全には融解せず夏を越す。その後, 底面で新たな海水が成長する。この過程により, 表面の再凍結氷・中央の未融解氷・底の新生海水という三つのタイプの氷が作られる。それらの三つの氷は, 海水の構造・性質から分別した三つの氷の層と一致する。従って, 遠藤 (1970) の示した過程はこの研究で観測された海水にも当てはまる。

4.4. 多雪域での海水の構造と成長過程

多雪域 (OW2-OW4, L3-L5) で採取された 1991 年の海水コアには, 上方に二つの透明な層

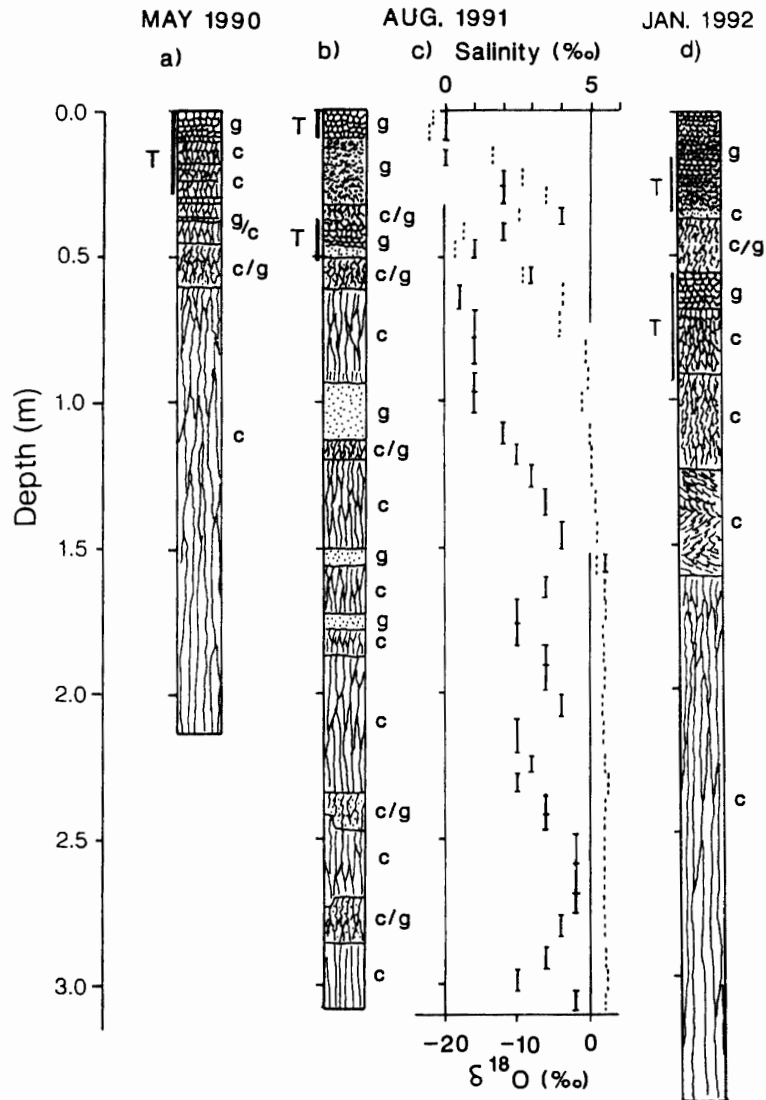


図5 L3で採取された海水サンプルの構造と塩分(実線), 酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$, 破線)の鉛直分布。構造の図の右の記号c, gおよびc/gは, それぞれ凝固氷, 粒状氷および両者の混合を示し, 左の記号Tは透明層を示す。a) 1990年5月5日, b) c) 1991年8月20日, d) 1992年1月23日

Fig. 5. Profiles of stratigraphy, salinity (solid line) and $\delta^{18}\text{O}$ (dashed line) of the ice core obtained at L3 in a) May 1990, b) c) August 1991 and d) January 1992. The symbols c, g and c/g located on the right side of the stratigraphy represent columnar ice, granular ice and intermediate columnar/granular ice, as classified by EICKEN and LANGE (1989). The symbol T on the left side denotes a transparent layer.

が存在した。図5は典型例としてのL3で採取されたコア解析結果である。1991年8月のコアでは(図5b), 表面付近の0-0.10 mと0.39-0.52 mの海水は透明であり, それらの透明層の塩分は0‰に近く, $\delta^{18}\text{O}$ の値も約-20‰と雪の値に近かった(図5c)。この時に得られた積雪の値は-19.8‰であった。また, 昭和基地付近の降雪の値は, 約-20‰である(WATANABE *et al.*,

1988)。このことは、これらの層が積雪を起源としていることを示している。図6に海水の薄片写真を示す。図の下部にある透明層の結晶粒径は2-10 mmと大きく、平滑な結晶粒界を持つ構造をしていた。これは池など淡水が凍結した氷の構造と非常に似ている。以上の事実から、透明氷の成長は積雪が完全に融けた水の再凍結によってもたらされたことを示している。

2つの透明層の間にある深さ0.10-0.39 mの水は、隣接のものよりも幾分大きな塩分と $\delta^{18}\text{O}$ の値を持ち、積雪の構造を残す粒状氷から成り(図6の薄片写真の上部参照)、気泡も多く存在していた。それらの結果から、その氷は融雪水または既に薄められた海水がしみ込んだ積雪層の再凍結により形成されたことを示唆している。

一方、1990年の海水には透明な氷は1層しか存在しなかった。例えば、1990年5月にL3で採取されたコアには深さ0-0.30 mにのみ透明層があった(図5a)。この透明な氷も淡水氷と類似の構造と0‰に近い塩分、 $-15\sim-20\text{‰}$ の $\delta^{18}\text{O}$ の値を持ち、積雪の融解水の再結晶氷であることを示唆している。透明な層は1990年から1991年に数を増したことになる。従って、透明な氷は年層を示すと考えられる。1990年の透明層を1991年の上から2層目のものに対応さ

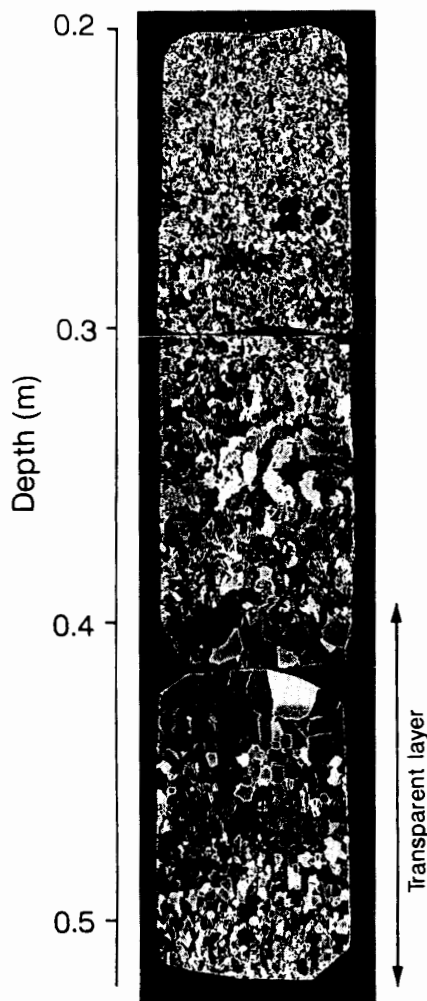


図6 海水サンプルの鉛直断面の薄片写真。(1991年8月20日, L3の深さ0.20-0.52 m)

Fig. 6. Vertical thin section photograph under polarized light of ice from 0.20 to 0.52 m in the core collected at L3 in August 1991. This section shows that the ice structure changes at a depth of 0.40 m. The upper part is made of fine-grained ice, whereas the lower part is composed of coarse-grained ice.

せると、1991年8月のコアの0-0.39 mの部分は、1990年5月以降に海水が上方に成長したことになる。

1992年1月の海水の最上層の深さ0-0.17 mは新たに形成された粒状水である(図5d)。その塩分は0‰で、この層は積雪に海水ではなく、融雪水が浸透してできたものと思われる。この時、雪と氷の界面の上に、厚さ0.20 mの融雪水からの帯水層が存在していた。この帯水層はL3だけでなく、その時に調査した西方5 kmのL4までの5地点でも認められたので、広い範囲に存在していると思われる。

図5に示したL3の海水がどの様に成長したかを考察しよう。1990年8月に掘削孔で測定した海水面は積雪内40 mmに存在していた。これは海水の透水係数が非常に大きい場合の水位である。海水を通しての積雪への海水の浸透には、それを可能にする海水内の連結した水路(intreconnecting channel)も必要である(CROCKER and WADHAMS, 1989)。10月の水温は -10°C 以下であるので積雪層内へ海水は浸透できない。しかし、その後の水温上昇により水路が形成されると、積雪層内に海水が浸透し凍結して、雪ごおりが形成され得る。海水が浸透しているため、その塩分・ $\delta^{18}\text{O}$ の値は高い。浸透水のすべては再凍結できないとすると、雪ごおりの上に未凍結のシャーベット状の層が形成される。前に述べたように、積雪深は10月に最大値を持つと思われるので、その後、積雪は徐々に融解しその融け水はシャーベット層の上の積雪層に浸透する。1991年8月のコアの深さ0.4 mから上方に行くに従って、塩分・ $\delta^{18}\text{O}$ の値が徐々に低下しているのは、徐々に融雪水の割合が多くなるためであろう。夏の前に凍結出来なかった融雪水は、1992年1月に観測された様な帯水層として残留し、秋以降に再凍結し大きな結晶粒を持つ氷となるであろう。

1990年とは異なり、1991年のL3での海水の厚さは積雪に比べ厚くなっているため、10月でも海水面は海水と積雪の界面の下約0.1 mにあることが実測された。このため海水は積雪層内に浸透できず、雪ごおりは形成されない。一方、融雪最盛期には融雪水は氷と雪の界面に浸透する。そこで凍結が起こると上積氷(superimposed ice)(KOERNER, 1970; WAKAHAMA *et al.*, 1976)が出来る。1992年1月の最上層の粒状水の塩分が0‰であったことは、それを裏付ける。未凍結の融雪水は雪と上積氷の界面に、帯水層として存在していた。もし1992年の冬にコアを採取したならば、その帯水層が再凍結して出来た新たな透明層が存在したはずである。

以上が、多雪域での成長機構であり、海水は夏を挟む期間に雪ごおりと上積氷により上方に成長する。

雪尺の測定から上述の過程を検討しよう。積雪深と雪尺の長さの測定から積雪層がどのように変化したかを知ることが出来る。L3での1990年10月と1991年4月の観測結果を例に示す(図7)。図からL3では夏季を挟む両時期の間に積雪が氷に変化し、海水は上方に成長したことが分かる。その量は0.63 mで、1991年8月のコアから求まる上方成長量0.39 mと比較してかなり大きい。これはコア採取地点と雪尺測定地点の違い(約20 m離れている)によるかもしれ

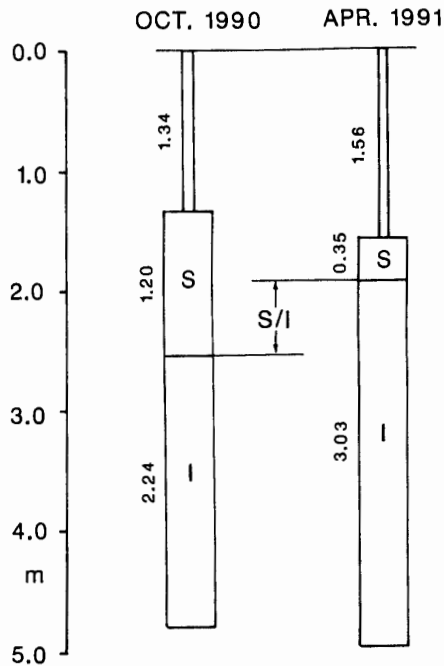


図7 L3での1990年10月-1991年4月の雪尺と積雪深・氷厚の変化。細い棒は雪尺の長さで、その頂点を基準点として描いた。記号S,Iの付いた柱は積雪と海水を示す。数値はそれらの長さ(m)で、S/Iは両期間中に雪から氷に変化した厚さを示す。

Fig. 7. Changes of stake length and snow and ice thicknesses from October 1990 to April 1991 at L3. The top horizontal bar indicates the top of the snow stakes at a standard level, 0 m, and symbols S and I in the columns denote snow and ice, respectively. Figures on the sides of the bars and columns represent the stake length and snow/ice thickness in meters. The symbol S/I is the thickness of the snow-to-ice transformation during the observation period.

なく、定量的な議論の際の問題点であろう。しかし、同様の雪尺測定から求めた1990年10月から1991年4月の雪から氷に変化した厚さはL4, L5でそれぞれ0.50と0.84 mであった。このように雪尺測定からも多雪域で積雪が氷に上方に成長したことが支持される。

多雪域の海水の中の透明層は年層を示す。リュツォ・ホルム湾の観測時の海水は1988年秋に流出した後、残った氷を含めて新たに凍結したものである。従って、湾内の定着氷が上述の機構で成長すると、1990年の氷は2回の夏の“成長期”を経験しているので、1990年5月に採取された海水には二つの透明な年層が含まれるはずである。しかし、実際には1層しか存在しなかった(図5a参照)。昭和基地での1990年と1991年の最大積雪深はそれぞれ1.25と1.00 mであり、リュツォ・ホルム湾内の観測点での値と良い相関があった。一方、1988年の昭和基地の最大値は僅か0.02 mであった。従って、この年の湾内の積雪は多雪域においても少なかったと考えられる。この極端に少ない積雪のため、1988年から1989年の夏を挟む期間には、積雪が関与する雪ごおりも上積氷も透明な氷の年層も形成されなかったであろう。従って、透明層は毎年形成されるとは限らないので、それを年層に利用する際には注意を要する。

4.5. 今後の展望

以上述べた様に、多雪域の海水は夏を挟む時期に上方へ氷厚増加するという、いわば常識とは異なる成長をしていた。更に、通常の海水成長ではそれ以上厚くならないという平衡氷厚が存在する(MAYKUT and UNTERSTEINER, 1971)が、この種の海水の成長機構では、積雪があり、それが一部でも融けさえすれば毎年必ず海水の厚さが増大することになる。事実、リュツォ・ホルム湾の定着氷は1991年以降も成長を続け、1994年1月には最大3.5-4.5 mに達した(渡

邊,私信).どの程度の厚さまで成長するか,非常に興味ある問題であるとともに,「しらせ」の運航にとっては厄介な問題である.特に,新たに上方に成長する氷は塩分が少なく,海水に比べ堅いからである.一方,過去にリュツォ・ホルム湾の定着氷は,波浪のうねりにより,数年に一度の割合で流失している(この観測後,1994年5月に再度流出した).厚い海水が,いつ流出するのかも,その要因および過程とともに興味がある.高橋ら(1993)は白瀬氷河の流速を衛星写真から求めた.海水の流出した1988年秋を含む1988年1月-1989年2月の流速は2.9 km/aで,流水の安定した1989年2月-1990年1月の流速2.6 km/aより大きいことを示した.氷河の流動に海水の状態が関わっている可能性として重要である.以上の事から,今後ともリュツォ・ホルム湾の海水を監視する必要がある.

SHUMSKII (1955)は北極海の氷島での観測で,透明な氷の年層が上に積み重なっていることを報告している.彼は上積氷でなく,浸透氷と述べているが,同様な成長過程によっているのかも知れない. JEFFRIES *et al.* (1994)は多雪域のロス海とアムンゼン海での1992年夏の観測で,粒径の大きな透明な粒状氷と,その下の気泡が多く小さい粒径の粒状氷の互層の存在を報告している.彼らは上積氷の形成の可能性を示唆しながらも,観測期間中に融雪の兆候がなかった事と南極の海水上の雪が夏でも融解しないとする ANDREAS and ACKLEY (1982)の計算結果から,その起源を雪ごおりとしている.彼らの氷の構造・塩分および $\delta^{18}\text{O}$ が上述のものと酷似しているため,それらの氷は同じ成長機構によっていると思われる.従って,ここで述べた成長機構はリュツォ・ホルム湾の定着氷ばかりでなく,他の多雪域でも普遍的な現象であると思われる.南極ばかりでなく,北極を含めて,他の多雪海水域での検証が必要である.

文 献

- ACKLEY, S.F. (1979): Mass-balance aspects of Weddell Sea pack ice. *J. Glaciol.*, **24**, 391-405.
- ALLISON, I., BRANDT, E. and WARREN, S.G. (1993): East Antarctic sea ice: Albedo, thickness distribution, and snow cover. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12417-12429.
- ANDREAS, E.L. and ACKLEY, S.F. (1982): On the differences in ablation seasons of Arctic and Antarctic sea ice. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 440-447.
- AUGSTEIN, E., BAGRIANTSEV, N. and SCHENKE, H.W. (1991): The expedition ANTARKTIS VIII/1-2, 1989. *Ber. Polarforsch.*, **84**, 134 p.
- CROCKER, G.B. and WADHAMS, P. (1989): Modeling Antarctic fast-ice growth. *J. Glaciol.*, **35**, 3-8.
- EICKEN, H. and LANGE, M.L. (1989): Development and properties of sea ice in the coastal regime of the southeastern Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, **94**, 8193-8206.
- EICKEN, H., LANGE, M.A., HURBBERTEN, H.-W. and WADHAMS, P. (1994): Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice. *Ann. Geophys.*, **12**, 80-93.
- 遠藤八十一 (1970): パドルの形成から消滅まで. *低温科学, 物理編*, **28**, 203-313.
- GORDON, A.L. and HUBER, B.A. (1990): Southern Ocean winter mixed layer. *J. Geophys. Res.*, **95**, 11655-11672.
- GORDON, A.L. and SARUKHANYAN, E.I. (1982): American and Soviet Southern Ocean sea ice in October and November 1981. *EOS, Trans.*, **63**, 2.
- GOW, A.J., ACKLEY, S.F., WEEKS, W.F. and GOVANI, J.W. (1982): Physical and structural characteristics

- of Antarctic sea ice. *Ann. Glaciol.*, **3**, 113-117.
- GOW, A.J., ACKLEY, S.F., BUCK, K.R. and GOLDEN, K.M. (1987): Physical and structural characteristics of Weddell sea ice. *CRREL Rep.*, **87-14**, 70 p.
- HIBLER III, W.D. and ACKLEY, S.F. (1983): Numerical simulation of Weddell Sea pack ice. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2873-2887.
- ISHIKAWA, N. and KOBAYASHI, S. (1985): On the internal melting phenomenon (puddle formation) in fast sea ice, east Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **6**, 138-141.
- JACKA, T.H., ALLISON, I. and THWAITES, R. (1987): Characteristics of the seasonal sea ice of east Antarctica and comparison with satellite observations. *Ann. Glaciol.*, **9**, 85-91.
- JEFFRIES, M.O. and WEEKS, W.F. (1992): Structural characteristics and development of sea ice in the western Ross Sea. *Antarct. Sci.*, **5**, 63-75.
- JEFFRIES, M.O., WEEKS, W.F., SHAW, R. and MORRIS, K. (1993): Structural characteristics of congelation and platelet ice and their role in the development of Antarctic land-fast sea ice. *J. Glaciol.*, **39**, 223-238.
- JEFFRIES, M.O., SHAW, R.A., MORRIS, K., VEAZEY, A.L. and KROUSE, H.R. (1994): Crystal structure, stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$), and development of sea ice in the Ross, Amundsen, and Bellingshausen seas, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **99**, 985-995.
- 河村俊行 (1993): 南極域の海水. 月刊海洋, **25**, 588-596.
- 河村俊行・大島慶一郎・牛尾収輝・滝沢隆俊 (1992): リュツォ・ホルム湾の海水成長. 第15回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演要旨. 東京, 国立極地研究所, 13.
- KAWAMURA, T., OHSHIMA, K.I., USHIO, S. and TAKIZAWA, T. (1993): Sea-ice growth in Ongul Strait, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **18**, 97-101.
- KAWAMURA, T., TAKIZAWA, T., OHSHIMA, K.I. and USHIO, S. (1995): Data of sea-ice cores obtained in Lützow-Holm Bay from 1990 to 1992 (JARE-31, -32) in the period of Japanese Antarctic Climate Research. *JARE Data Rep.*, **204** (Glaciology 24), 42 p.
- KAWAMURA, T., OHSHIMA, K.I., TAKIZAWA, T. and USHIO, S. (1997): Physical, structural and isotropic characteristics and growth processes of fast sea ice in Lützow-Holm Bay, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **102**, 3345-3355.
- 河村俊行・滝沢隆俊・大島慶一郎・牛尾収輝 (1997): 海洋・海水観測. 南極資料, **41**, 395-414.
- KOERNER, R.M. (1970): Some observations on superimposition of ice on the Devon Island Ice Cap, N.W.T. *Canada. Geogr. Ann.*, **52A**, 57-67.
- LANGE, M.A. (1988): Basic properties of Antarctic sea ice as revealed by textural analysis of ice cores. *Ann. Glaciol.*, **10**, 95-101.
- LANGE, M.A. and EICKEN, H. (1991a): The thickness distribution in the northwestern Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, **96**, 4821-4837.
- LANGE, M.A. and EICKEN, H. (1991b): Textural characteristics of sea ice and the major mechanisms of ice grown in the Weddell Sea. *Ann. Glaciol.*, **15**, 210-215.
- LANGE, M.A., ACKLEY, S.F., WADHAMS, P., DIECKMANN, G.S. and EICKEN, H. (1989): Development of sea ice in the Weddell Sea. *Ann. Glaciol.*, **12**, 92-96.
- LANGE, M.A., SCHLOSSER, P., ACKLEY, S.F., WADHAMS, P. and DIECKMANN, G.S. (1990): ^{18}O concentrations in sea ice of the Weddell Sea, Antarctica. *J. Glaciol.*, **36**, 315-323.
- MARTIN, S. (1979): A field study of brine drainage and oil entrapment in sea ice. *J. Glaciol.*, **22**, 473-502.
- MAYKUT, G. and UNTERSTEINER, N. (1971): Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **76**, 1550-1576.
- NARUSE, R., ENDO, Y., ISHIDA, T. and AGETA, Y. (1971a): Observations snow accumulation and sea ice at Syowa Station, Antarctica. *Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.)*, **40**, 57-64.
- NARUSE, R., ISHIDA, T., ENDO, Y. and AGETA, Y. (1971b): On the relation between sea ice growth and freezing index at Syowa Station, Antarctica. *Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.)*, **41**, 62-66.
- PAIGE, R.A. (1966): Crystallographic studies of sea ice in McMurdo Sound, Antarctica. *Naval Civil Engineering Laboratory, Technical Report R494*, 31 p.
- 下田春人・遠藤辰雄・滝沢隆俊・牛尾収輝・河村俊行・大島慶一郎・小野延雄 (1992): 船上ビデオ撮

- 影による海水観測 (その3). 第15回極域気水圏シンポジウムプログラム・講演要旨. 東京, 国立極地研究所, 3-4.
- SHUMSKII, P.A. (1955): A study of ice in Arctic Ocean. *Vestnik Akademii Nauk SSSR*, **25**, 33-38.
- TAKAHASHI, Y. (1960): On the puddles of Lützow-Holm Bay. *Antarctic Meteorology*. Oxford, Pergamon Press, 321-332.
- 高橋 晃・長 幸平・下田陽久・坂田俊文・西尾文彦 (1993): 可視近赤外及び SAR 画像を用いた南極氷床の研究. 日本リモートセンシング学会第15回学術講演会論文集, 133-134.
- TISON, J.-L. and HAREN, J. (1989): Isotopic, chemical and crystallographic characteristics of first-year sea ice from Bried Bay (Princess Ragnhild Coast-Antarctica). *Antarct. Sci.*, **3**, 261-268.
- UNTERSTEINER, N. (1968): Natural desalination and equilibrium salinity profile of perennial sea ice. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1251-1257.
- WADHAMS, P., LANGE, M.A. and ACKLEY, S.F. (1987): The ice thickness distribution across the Atlantic Sector of the Antarctic Ocean in midwinter. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14535-14552.
- WAKAHAMA, G., KUROIWA, D. and HASEMI, T. (1976): Field observations and experimental and theoretical studies on the superimposed ice of McCall Glacier, Alaska. *J. Glaciol.*, **16**, 135-149.
- WATANABE, O., FUJII, Y. and SATOW, K. (1988): Depositional regime of the katabatic slope from Mizuho Plateau to the coast, East Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **10**, 188-192.
- World Meteorological Organization (1970): WMO Sea-ice Nomenclature, Terminology, Codes and Illustrated Glossary. WMO/OMN/BMO No. 259-TP145., Secretariat of the WMO, Geneva.

(1996年6月10日受付; 1996年9月24日受理)