

南極海水厚の計測 第2報

海洋開発研究領域 * 下田春人、若生大輔、宇都正太郎

1. まえがき

我が国の南極観測は周知の通り、国際地球観測年にあわせて 1956 年に開始され、現在に至っている。この間、44 次にわたる観測隊の人員及び物資輸送を担い、南極観測の屋台骨を支え続けているのが、「宗谷」、「ふじ」そして「しらせ」と続く南極観測船である。砕氷艦「しらせ」は 1982 年に建造され、翌年の第 25 次隊から南極観測に供されているが、物資輸送量の増加への対応を図るべく、後継船の建造が検討されているところである。

後継船の建造に際しては航行海域の海水の特性を十分に把握した上で、合理的な船型を設計することが肝要である。船舶の水中航行性能に影響を与える氷況パラメータには多くのものがあるが、就中、氷厚及び海水上の積雪深は重要である。

「しらせ」では 29 次航(1987~88)以降、氷厚の船上観測が実施されてきた。特に 30~32 次隊では包括的な海水研究プロジェクトが企画され、この一環としてピデオを用いた氷厚及び積雪深の観測が実施された[1]。さらに 42 次航(2000~01)以降、現在に至るまで、新たな観測手法を用いた船上海氷観測を実施中である。その概要は前報[2]で報告した。本報告ではこれらの過去の観測データを用いて、「しらせ」の航路沿いの氷厚及び積雪深分布の特性について考察した。

2. しらせが遭遇する海水の特徴

図 - 1 は、2000 年 12 月に衛星 NOAA の可視・近赤外センサ AVHRR によって得られた昭和基地周辺の海水状況のイメージである。昭和基地はリュツォ・ホルム湾の東北に位置している。

「しらせ」は同湾に発達する厚い定着氷を砕氷し、12 月中旬から 1 月上旬頃に昭和基地に接岸する。夏季の輸送及び観測支援作業を完了し、昭和基地を離れるのは概ね 2 月中旬から下旬にかけてである。この間の夏季の海水は融解が著しい。従って氷海航行の観点から問題とすべきは専ら往航の海水である。そこで本報告では往路の氷況について考察することとした。

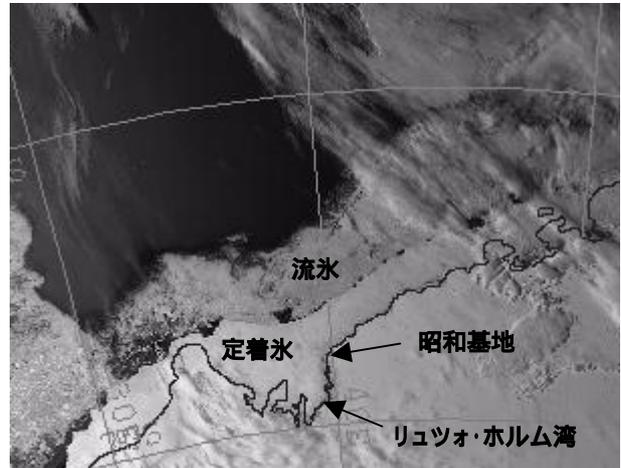


図 - 1 昭和基地周辺の海水状況
(2000 年 12 月、国立極地研究所提供)

「しらせ」は厚さ 1.5m の氷盤を船速 3 ノットにて連続で砕氷する能力を有するが、さらに厳しい氷況ではラミング砕氷を行う。図 - 2 はリュツォ・ホルム湾における「しらせ」のラミング砕氷回数の年々変化を示す。

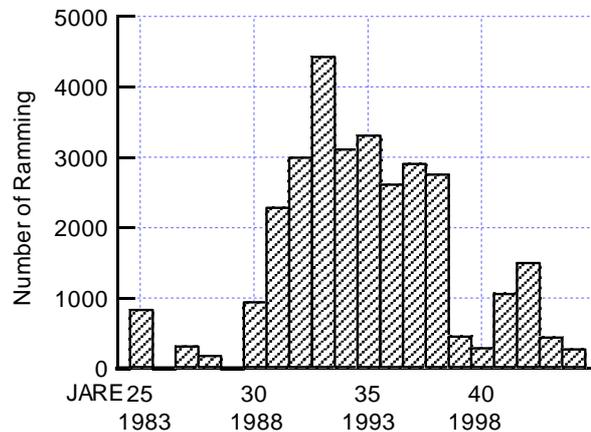


図 - 2 しらせのラミング砕氷回数の年々変化

ラミング砕氷回数は 29 次航(1987~88 年)を底として増加に転じている。33 次航でピークとなり、40 次航で再び極小となった。その後、42 次航までは増加を続けたが、この 2 年間は再び減少に転じている。

ラミング砕氷回数の年々変動をもたらす氷況変動要

因の一つに、定着氷の流出が挙げられる[3]。図 3は2000年6月のNOAA/AVHRR画像であり、図-1の約6ヶ月前に撮影された。リュツォ・ホルム湾定着氷の中央部が大きくえぐり取られ、流出していることがわかる。流出部分はその後結氷し、「しらせ」が航行した6ヶ月後には一年氷域となった。一方、沿岸近くの流出しなかった部分は多年氷として残された。一般に多年氷は厚く且つ高強度であり、氷海航行にとって最も厳しい氷況の一つである。定着氷の流出と氷厚分布の関係については4節で考察する。

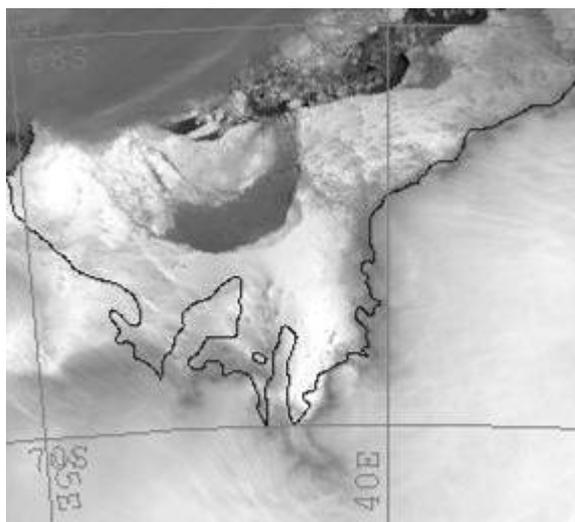


図 - 3 リュツォ・ホルム湾定着氷の流出
(2000年6月、国立極地研究所提供)

リュツォ・ホルム湾の定着氷は北極などの海氷に比べて多雪であることも特徴の一つである。氷上の積雪が多いとラミング砕氷性能が著しく低下することが知られている。定着氷上の積雪深については5節で考察する。

定着氷の北側には流氷域が存在し、定着氷との境界には開放水面が発達している(図-1)。稀に、北寄りの風が卓越すると流氷域が定着氷縁に押しつけられ、開放水面が閉じ、氷丘化した海氷域が形成される。氷丘氷は氷塊が幾重にも重なり合って厚く且つ氷圧力が高い場合が多いので、「しらせ」の航行にとって最も厳しい氷況の一つと言える。

以上述べたリュツォ・ホルム湾の海氷の特徴を氷海航行の観点からをまとめると、定着氷域における多年氷の割合、定着氷上の積雪深、定着氷縁近傍における氷丘氷/開放水面の形成、の3点が、「しらせ」の航行難易度を左右する主要な変数であると考えられる。こ

のうち本報告では定着氷を対象とし、とについて考察する。

3. ビデオ法による全氷厚観測結果

船首部で砕氷された氷塊は船体外板に沿って回転、沈下する。一部の砕氷塊は船側に沿ってほぼ90度回転した状態を保持する。これを鉛直上方から撮影した画像(図-4参照)を解析し、氷厚及び積雪深を求めるのがビデオ法である。

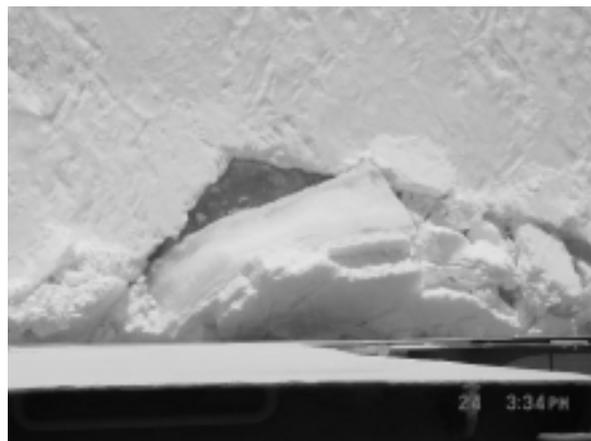


図 - 4 砕氷塊の破断面(氷厚面)の画像例

本手法は簡易的であるが比較的変形度の小さい海氷に対しては精度が良いと言われている。

本観測は29次隊の夏期行動期間中に試行的に実施された。30~32次隊では包括的な海氷研究プロジェクトが企画され、この一環としてビデオを用いた海氷厚及び積雪深の観測が実施された[1]。6年間のブランク後、39次及び41次以降でも本観測が行われている。

29、30、32、39、41~43次航における全氷厚分布のヒストグラムを図-5に示す。ただし全氷厚とは氷厚に積雪深を加えた厚さと定義する。いずれも日本から昭和基地に向かう往航の定着氷域で、各年の12月中旬から1月上旬に計測されたものである。

各隊次でデータ数及び観測区間が異なるため厳密な比較はできないが、特徴的な事項を記述すると以下のようなになる。

0.8~1.4mの範囲の氷厚が最も発現頻度が高い。これはこの海域で発達する一年氷に対応するものと推測される。

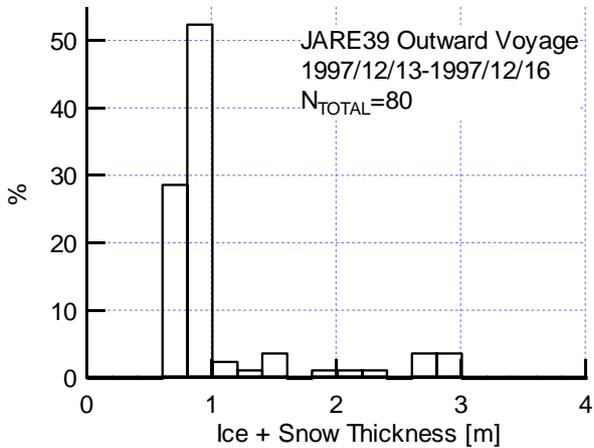
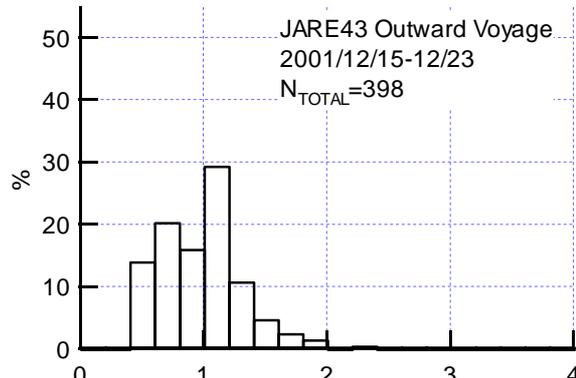
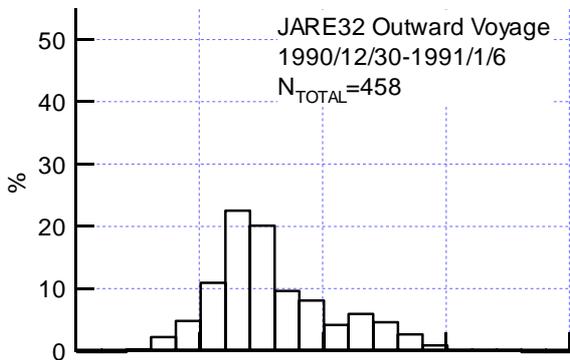
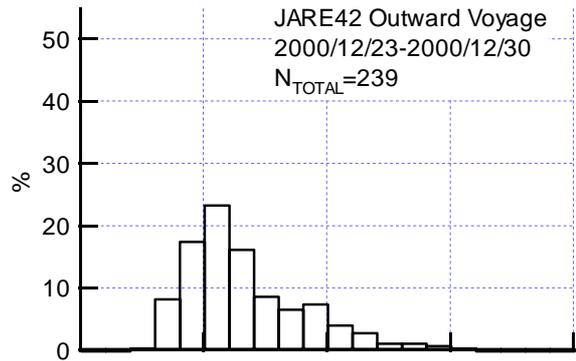
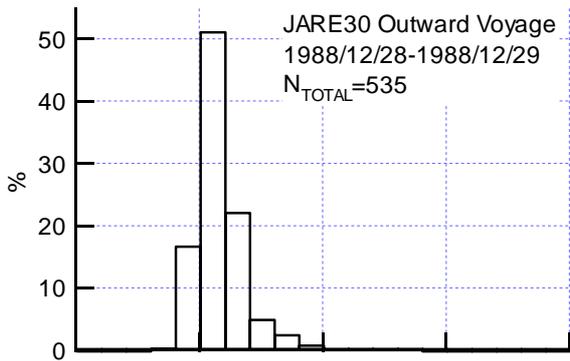
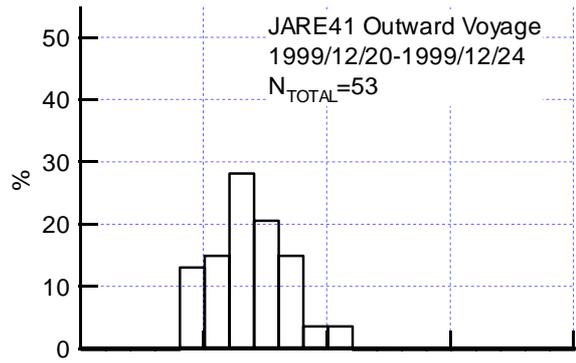
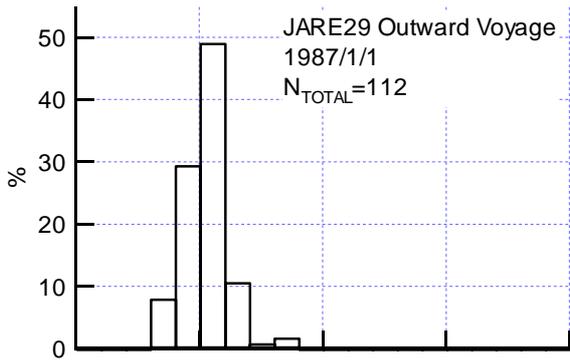


図 - 5 ビデオ法による全氷厚観測結果

39次航では一年氷のピーク氷厚が他の年に比べて小さい。1997年は近年にない大規模な範囲で定着氷が流出し、且つ長期間に渡って持続した[3]。このため流出終了後の結氷期間が短く、39次航で遭遇した一年氷が薄かったのではないかと考えられる。ヒストグラムには海水氷が薄い年(29、30、39、41、43次航)と厚い年(32及び42次航)の2つの分布パターンが認められる。前者は一年氷に相当する単一のピークを持つ。一方、後者のヒストグラムは厚さ2m前後に第2のピークを持ち、ヒストグラムのすそ野が長

いことが特徴である。これは多年氷に存在によるものと推測される。図 - 2 から、このような年は「しらせ」のラミング砕氷回数が多いことがわかる。

4. 電磁誘導法による全氷厚観測結果

本節では 42 次航で実施された電磁誘導 (EMI) 法による全氷厚観測結果を述べる。EMI 法は海水と海水の電気伝導度のコントラストを利用して、積雪を含む海水の厚さ (全氷厚) を求める。観測法の概要は前報 [2] に詳しい。「しらせ」船上での海水観測システムを図 - 6 に、電磁誘導センサの設置状況を図 - 7 にそれぞれ示す。

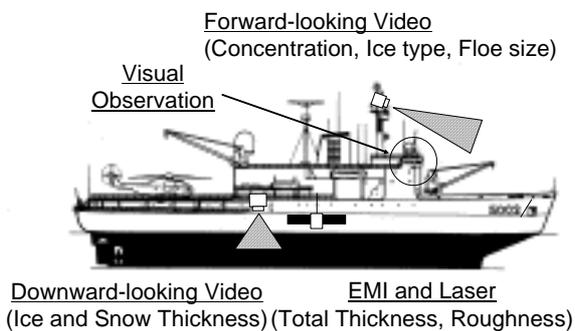


図 - 7 電磁誘導センサ

図 - 8 は 42 次往航における、「しらせ」の定着氷中の航跡を示す。以下では「しらせ」の航跡を 3 分割して考察を進める。Leg-1 は南北方向の航路であり、定着氷縁から東経 39.2 度までの範囲とした。Leg-2 は東西方向の、Leg-3 は大陸に沿った南北方向の航路である。

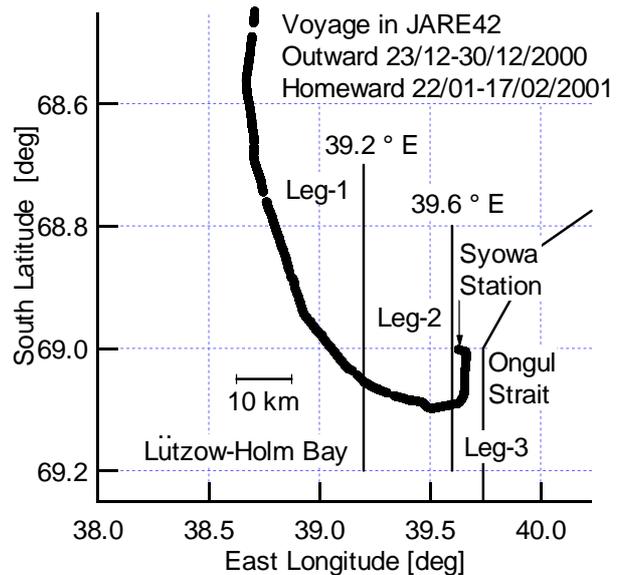


図 - 8 定着氷域におけるしらせの航跡 (42 次往航)

往路定着氷の全氷厚分布を図 - 9 に示す。図中のドットは EMI 観測結果を、及び はビデオ法及び目視観測による結果をそれぞれ示す。

Leg-1 の結果を見ると、南下するに連れて海水が厚くなるのがわかる。しかしながらその変化は連続ではなく、特に南緯 68.82 度付近を境とし、北側は比較的海水が薄く、南側は厚いことがわかる。この位置は図 - 3 に示したクラックを航跡が横切る位置とほぼ対応している。従って、この位置より南側は流出せずに残った多年氷域と考えられる。その厚さは 2~3.5m 程度である。

北側の氷は概ね一年氷と考えられるが、所々に厚い区間が含まれており、これらの区間では「しらせ」の航行性能の低下がみられる。これは「しらせ」が多年氷盤を局所的に横切ったのではないかと推測される。このような局所的な氷厚変化はビデオ法では良く再現されていない。なお、一年氷の厚さは 1~2m 程度である。

Leg-2 及び Leg-3 の結果を見ると、全氷厚は大陸に近づくに連れて徐々に薄くなるのがわかる。本件については 5 節で考察する。また Leg-3 の結果から、昭和基地の近くで再び全氷厚が増加していることがわかる。昭和基地接岸位置で氷盤をポーリングして測定した全氷厚と EMI 観測結果の比較を図 - 10 に示す。全氷厚は 2.5~3.5m の範囲で変動していること、両者は良く一致していること、がわかる。

一方、EMI 観測結果とビデオ観測結果と比べると、前者が大きいことがわかる。この要因としてビデオ観測で

は全氷厚を過小評価する傾向があることが考えられる。氷盤が破壊し、回転する際に一部の氷塊では積雪層や氷盤下層の一部が剥落することがある。図 - 4でも積雪層の一部が剥離している様子が認められる。このような氷塊の厚さを観測することは全氷厚の過小評価につながる。

一方、EMI 観測にも全氷厚を過大評価する可能性がある。船首部で砕氷、沈下した氷塊は船体後半部で浮上し、その一部は母氷盤の底面に排出される。本研究では電磁誘導センサを「しらせ」の中央横断面付近に設置している(図 - 6参照)。図 - 10に示した氷上観測結果では、ほとんど観測されなかったが、氷況や船速によってはセンサ直下の氷盤底面に砕氷塊が排出される可能性がある。このような氷盤を観測すると氷厚を過大に評価することになる。EMI法による氷厚観測精度の検証は今後に残された課題である。

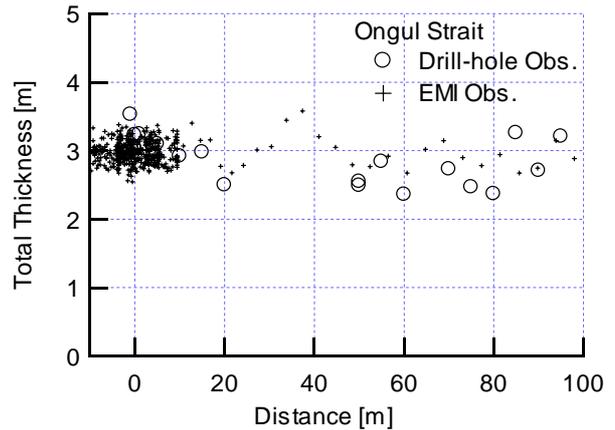


図 - 10 EMI 観測と氷盤ボーリング結果の比較
(昭和基地接岸位置)

5. 目視及びビデオ法による積雪深観測結果

最後に氷盤上の積雪深について考察する。図 - 11は42次往路で目視及びビデオ法によって観測された積雪深の分布である。

Leg-1 では南進するに連れて積雪深が増加する傾向がある。特に前述した一年氷と多年氷の境界で不連続的に変化することがわかる。一年氷域の積雪深は0.2~0.4m程度、平均は0.3m程度である。一方、多年氷域では0.4~1.0mの範囲にあり、平均は0.7m程度である。図 - 9と比較すると全氷厚と積雪深の増加の傾向は良く対応していることが判る。

Leg-2 では大陸に近づくに連れて積雪深が減少する傾向が見られる。減少は東経 39.2 度付近(大陸から約 20km)から始まり、その沖合の多年氷域では積雪深はほぼ一定となっている。Kawamura et al. [4] は氷上観測結果をもとに、30km 程度沖合から積雪の減少傾向が始まると報告している。また本研究結果と同様に、積雪深と氷厚の相関が良いことも指摘している。

Leg-3 では昭和基地の近傍を除いて積雪が非常に少なく、一部には裸氷域もある。ここでも全氷厚と積雪深との相関は良い。

沿岸付近での積雪深減少の要因の一つとして風による雪の輸送が上げられる。昭和基地周辺では北東方向からの強いカタバ風(南極大陸から吹き下ろす風)が一年を通して卓越する。このため大陸沿岸近くの雪は沖合に輸送される。

積雪深と氷厚の相関が良いのは下記の理由によると考えられる。氷盤上の積雪が多いと断熱効果により、夏

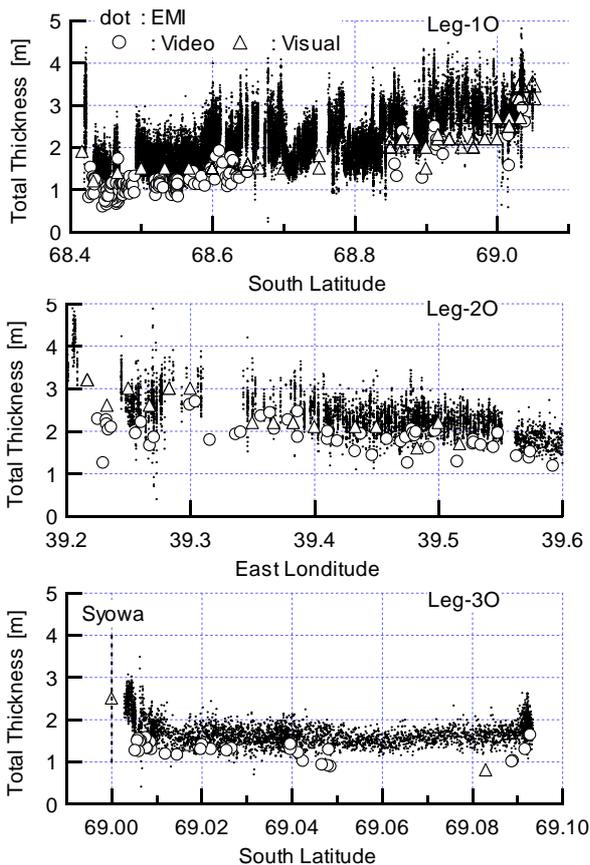


図 - 9 42 次往航における全氷厚観測結果

季の融解が妨げられる。また積雪層は夏季に融解した後に雪氷(Snow Ice)や上積氷(Super-imposed Ice)を形成し、海水を成長させることが報告されている[4]。

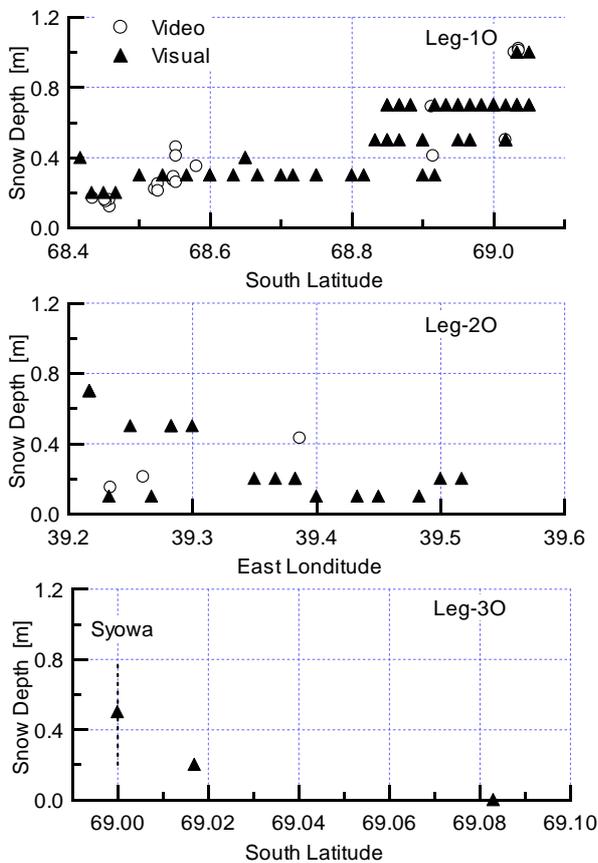


図 - 11 42 次往航における積雪深観測結果

6. おわりに

過去の船上観測結果をもとに、リュツォ・ホルム湾定着氷域における「しらせ」航路沿いの氷厚及び積雪深分布について考察した。

リュツォ・ホルム湾定着氷の氷厚及び積雪深分布は定着氷の流出に依存するところが大きい。流出の時期や範囲は年によって大きく変動することが報告されている[3]。このため多年氷と一年氷の割合やそれぞれの厚さの年々変動も必然的に大きくなる。

多年氷域のうち沿岸付近は積雪が少なく、氷厚も薄い。これは大陸から吹き下ろすカタバ風が積雪を輸送する影響ではないかと考えられる。従って氷海航行上、最も厳しい氷況の一つは、大陸から 20~30km 以上沖合に存在する、厚く且つ多雪の多年氷域であると考えられる。42 次往航での観測結果によれば、このような多年

氷域の全氷厚は 2~3.5m、積雪深は 0.4~1.0m 程度であった。

定着氷の流出範囲が沿岸近くまで及ぶと、このような多年氷域にほとんど遭遇することなく昭和基地に接岸することができる。例えば 39 次航がこれに該当し、ラミング砕氷の回数が非常に少なかった。

最後に、本研究で考察のベースとした過去の観測結果は比較的氷況が穏やかな年のものであることを注記しておきたい。例えば、定着氷縁近くに形成される氷丘氷についての我々の知見は必ずしも十分ではない。今後も海水観測を継続することによって、「しらせ」及びその後継船の安全且つ円滑な航行に貢献していきたい。

本研究は国立極地研究所との共同研究として実施された。関係者各位に深く感謝する。

参考文献

- [1]下田他：南極資料 Vol.41, No.1 (1997)
- [2]下田他：第2回海技研研究発表会講演集(2002)
- [3]牛尾：日本雪氷学会全国大会講演予稿集(2002)
- [4]Kawamura et al. : Journal of Geophysical Research, Vol.102, no.C2 (1997)