

15 南極海氷厚の計測

海洋開発研究領域 氷海技術研究グループ

* 下田春人、宇都正太郎

1. はじめに

我が国の南極観測事業は初代南極観測船「宗谷」以降の三代の砕氷船によって支えられてきた。現役の「しらせ」は1982年の建造以来、船齢20年に達し、物資輸送量の増加と老朽化への対応を図るべく、南極輸送問題調査会において代船の建造が検討されている。

南極昭和基地が位置するリュツォホルム湾には例年、砕氷船の航行にとって厳しい海氷が発達し、且つその年々の変動も著しい。ところが同湾の海氷状況、とりわけ海氷の厚さは砕氷能力に最も影響を及ぼすパラメータであるが、その観測データは極めて限られている。このため次期南極観測船の建造に際して重要な基礎となる氷厚データの充実が求められている。また海氷の生成は南極低層水の形成を通して地球規模の海洋循環の駆動力となり、地球の気候システムの形成及び変動に大きく寄与すると言われている。このため科学的な観点からも、氷厚観測データの重要性が広く認識されている。

このような状況に鑑み、海上技術安全研究所は第42次日本南極地域観測隊夏隊(2000年11月～2001年3月)で最新のセンサ技術を導入し、「しらせ」船上での氷厚観測に着手した。以下に本研究の概要を報告する。

2. 船舶による海氷厚の観測手法

衛星による氷厚のリモートセンシング観測は現在でも完全には確立されていないため、船舶による観測は主要なデータの供給源の一つとなっている。本節では船舶による氷厚観測手法について、我が国の南極地域観測隊(JARE)での成果を踏まえつつレビューする。

「しらせ」はリュツォホルム湾に発達する定着氷域を、例年ほぼ同一のルートに沿って航行し、昭和基地に至る。このため氷厚の年々変動をモニタリングするためには最適なプラットフォームである。過去に JARE では船上での氷厚観測を以下のように実施してきた。

29 次隊夏隊(1987～88)では、当所からオブザーバとして参加した著者の一人がビデオを用いた氷厚観測を実施し、氷厚の分布を報告した[1]。その後、30 次から 32 次隊では広範な海氷観測プログラムを実施し、この一部として海氷の厚さと密接度を 2 台のビデオカメラを用いて観測した[2]。その後、39 次及び 41 次でもビデオ氷厚観測が行われた。

ビデオによる氷厚観測は船首部による砕氷現象を利用し、簡易的な方法ではあるが比較的精度が良い。当所では 1991 年以来、南部オホーツク海でビデオ法による氷厚観測を実施してきた。観測法の詳細は参考文献に詳しい[3]。ただし本手法は海氷の密接度が高く、且つ変形度の小さい海氷のみに有効であると言われている。また解析に時間がかかることも難点である。

近年、Haas は小型の電磁誘導センサを砕氷船に搭載し、海氷厚の自動観測を試みた[4]。後述するようにに精度的な問題から必ずしも観測に成功したとは言えないものの、本分野での先駆的な研究となった。

これらの観測機器を使用した観測とは別に、船上からの目視による海氷観測の標準的手法が南極科学委員会で提唱されている。ASPeCt (Antarctic Sea Ice Processes and Climate) プログラムでは海氷を、氷厚をもとに最大で 3 種類に分類し、それぞれの割合や変形度、積雪深等を船位及び気象データとともに 1 時間毎に記録するものである[5]。

3. 第 42 次日本南極地域観測隊における観測

3. 1 観測手法

3. 1. 1 観測システム

本研究では電磁誘導法(以下、EMI 法)、ビデオ法及び ASPeCt プログラムに基づいた目視法の 3 種類の海氷観測を実施した。「しらせ」船上での海氷観測システムの概要を図-1に示す。

3. 1. 2 電磁誘導法による観測

EMI 法による氷厚観測では海氷の電気伝導度が

海水に比べて非常に小さいことを利用する。EMI センサの送信コイルから発せられた一次電磁場は、海水中をほぼ透過し、海水の表面(=海氷の底面)で誘導電磁場を形成する。センサはこの誘導電磁場を受信コイルで検知し、一次電磁場との比(σ_a : Apparent Conductivity)を出力する。

海氷と海水の電気伝導度が時空間的に一定と見なすと、 σ_a はセンサから海氷底面までの距離(Z_E)のみの関数となる。 σ_a と Z_E の関係は解析的に求めることもできるが、通常は現場でのキャリブレーションによって定める。

センサから海氷表面までの距離(Z_L)の計測には、航空機観測での実績が豊富なレーザ式距離計を利用する。ただし海氷上に積雪がある場合は積雪層の表面までの距離となる。 Z_E と Z_L の差によって積雪を含む海氷の厚さ(Z_I)を求める。なお以下では積雪深を含む氷厚を全氷厚と表すことにする。

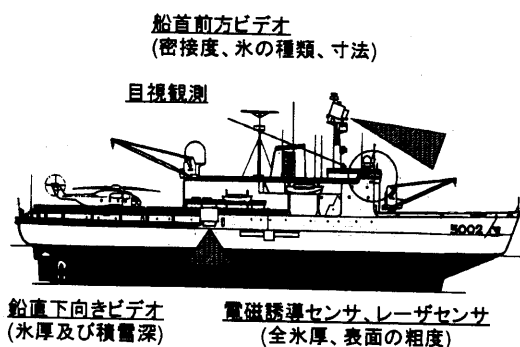


図-1 しらせ船上海氷観測システム



写真-1 電磁誘導法による海水厚観測装置

EMI 法による氷厚観測装置の設置状況を写真-1に示す。2つのセンサを保護用木枠に納め、「しらせ」の中央部右舷側から約7m 外側、氷盤表面から4~5m 上方に吊り下げた。センサの動揺は4本のステイロープを使って低減させた。

3. 1. 3 ビデオ法による観測

氷盤上の積雪は砕氷船のラミング性能に大きな影響を与えるが、EMI 法では積雪と海氷を区別して計測することができない。そこで積雪深を計測すること、EMI 法の精度を検証すること、の2点を目的としてビデオ法による観測を実施した。また本研究では艦橋上部マストに設置されたカメラから前方の氷況画像を記録し、海氷の密接度や種類、氷盤のサイズなどの観測も実施した。

3. 2 観測結果及び考察

3. 2. 1 目視観測

はじめに目視観測データをもとに第42次夏期行動において遭遇した海氷の状況を概観する。図-2及び図-3に航跡及び海氷の密接度をそれぞれ示す。

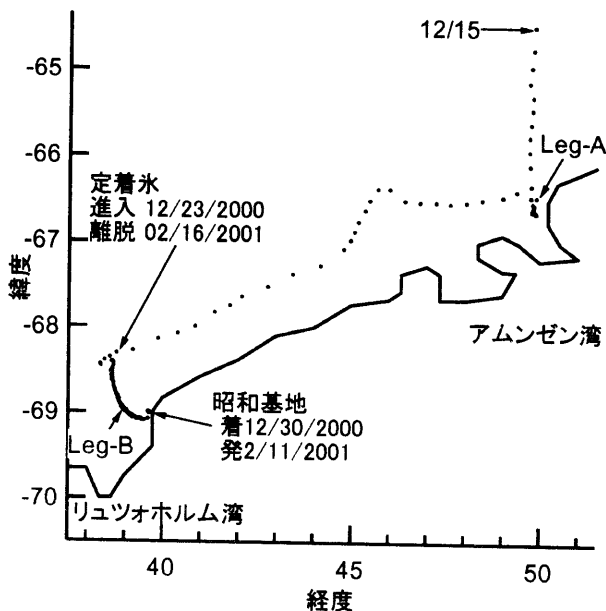


図-2 しらせの航跡

「しらせ」はアムンゼン湾沖の流氷域に2000年12月15日に到達し、氷海航行を開始した。12月23日にリュツォホルム湾の定着氷縁に到達し、12月30日に昭和基地に接岸するまでの約130kmを、厚い定着氷中を航行した。復路は2001年2月11日に昭和基

地沖を発生し、16日に定着氷域を離脱した。

図-4にリュツォホルム湾の定着氷域における氷厚及び積雪深の分布を示す。氷厚は昭和基地に近づくに連れて増加する傾向を示し、全氷厚が最大で3m程度まで達している。このため「しらせ」は42次航では約1600回のラミング砕氷を行った。因みに著者の一人がオブザーバとして参加した29次航ではラミング砕氷はほとんど行われなかった。このように定着氷の厚さは年々の変動が大きく、その結果として「しらせ」の運航に大きな影響を及ぼしている。

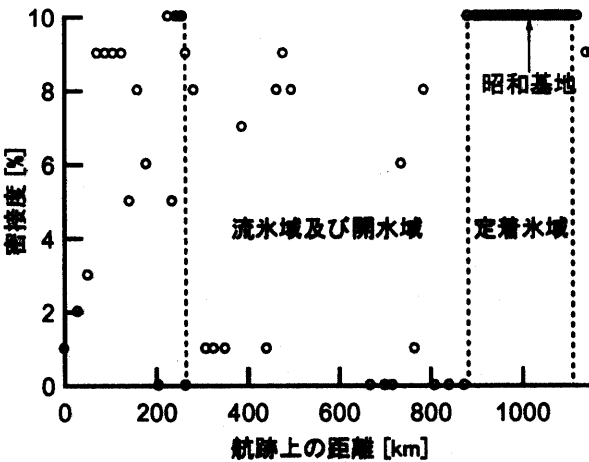


図-3 しらせ航跡上の海水密度度

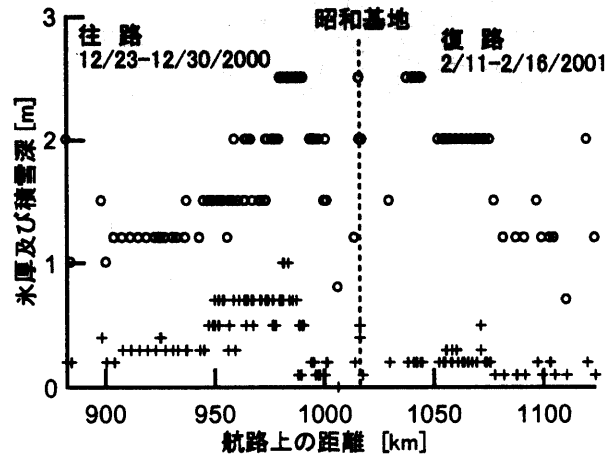


図-4 定着氷域における氷厚及び積雪深

3. 2. 2 電磁誘導法による観測

(1) キャリブレーション

σ_a と Z_E の関係を求めるために、①センサの高度を段階的に変化させて、 σ_a と Z_L を計測し、②氷上での氷盤掘削により Z_I を計測した。リュツォホルム湾の定着氷上で2回、アムンゼン湾沖の開水域で1回、合計3回のキャリブレーションを実施した。キャリブレーション結果を図-5に示す。

本研究の結果は、3回のキャリブレーション結果の間に若干の差が認められるものの解析解(図-5に点線で示す)と比較的良く一致している。一方、過去の観測結果(図-5の破線)と解析解との差は非常に大きい。この差の原因として、夏季南極の海水中に存在する高塩分の融解層の影響が指摘されている[4]。

本研究でも氷上観測の結果、海水内部に融解層の存在が認められた。融解層がより厚く発達していたオングル海峡(▼)の方が、弁天島沖(△)に比べて、同一の Z_E に対する σ_a が強いことがわかる。従って氷上2ケース間の差は内部融解層の存在によって定性的に説明できるものと思われる。

本研究でも氷上観測の結果、海水内部に融解層の存在が認められた。融解層がより厚く発達していたオングル海峡(▼)の方が、弁天島沖(△)に比べて、同一の Z_E に対する σ_a が強いことがわかる。従って氷上2ケース間の差は内部融解層の存在によって定性的に説明できるものと思われる。

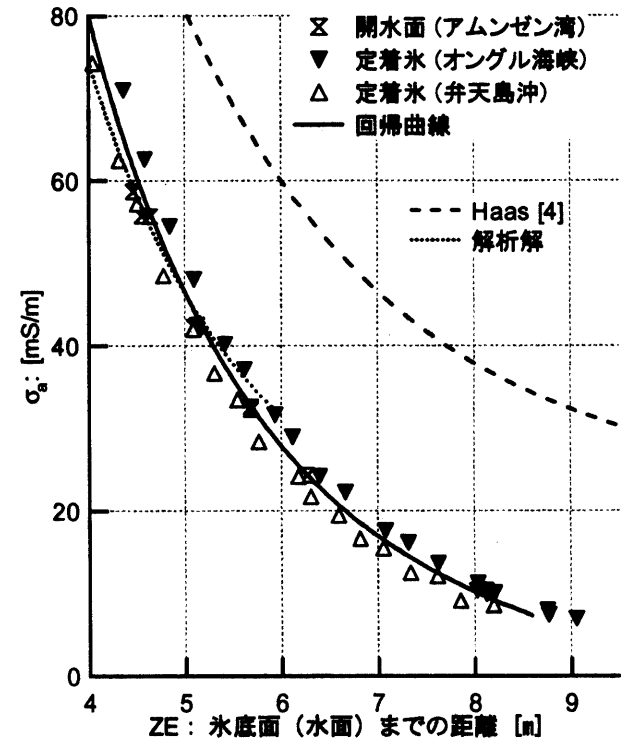


図-5 キャリブレーション結果

本研究結果における内部融解層の影響は過去の研究に比べて顕著ではないが、今後、氷上でのキャリブレーションデータを蓄積することによって、海水の特性とセンサの出力特性の関係を明らかにし、観測の信頼性を高める必要がある。

本研究では全3ケースのデータを回帰し、 σ_a と Z_E の関係を以下のように定めた。

$$Z_E = a_0 + a_1 \exp(-a_2 \sigma_a) + a_3 \exp(-a_4 \sigma_a)$$

$$a_0 = 2.924, a_1 = 5.044, a_2 = 0.01925$$

$$a_3 = 2.955, a_4 = 0.1138$$

(2) 流氷域での観測結果

図-6にアムンゼン湾沖の流氷域における氷厚観測結果を示す。観測海域を図-2に Leg-A として示す。上から Z_I 、 Z_L 、 Z_E 及び船速(V_S)の時系列データを表す。また図中の二本の縦線は時刻 0800UT 及び 0900UT であり、この時の船首前方の氷況を写真-2 及び3にそれぞれ示す。

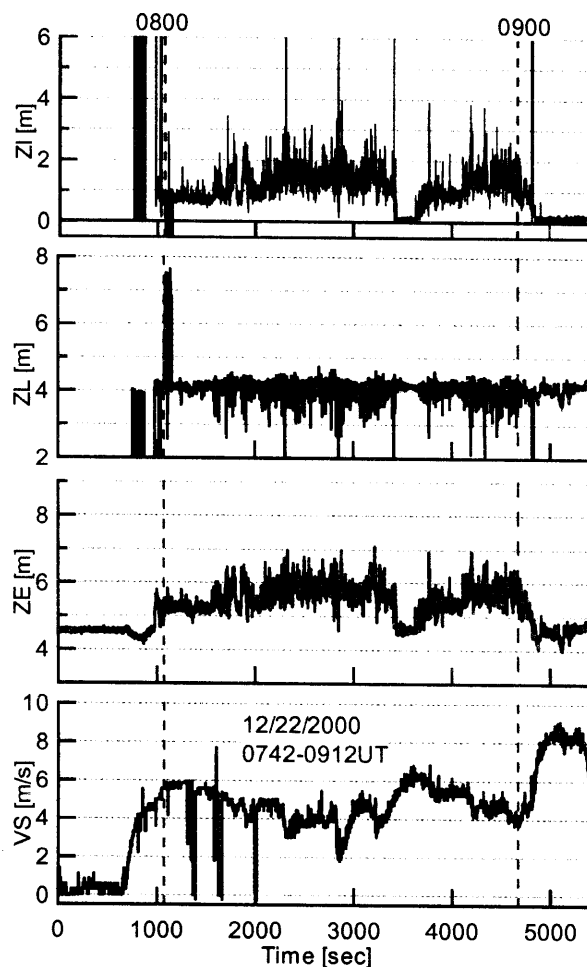


図-6 流氷域におけるEMI観測例

目視観測によれば 0800UT は厚さ 0.5m の比較的薄い氷がほとんどを占めるのに対して、0900UT では厚さ 1.2m の氷の占める割合が多い。EMI 観測では 0900UT の方が全氷厚が大きく、目視観測の結果と定性的に一致している。

砕氷船が馬力一定で航行すると、氷況(氷厚)が厳しくなると船速は低下し、逆に緩くなると船速は増加する。図-6から「しらせ」が減速/増速する時間帯と、全氷厚が増加/減少する時間帯は良く一致する。以上から、EMI 法による氷厚観測結果は定性的に良く現象を捉えていることがわかった。



写真-2 船首前方の氷況(0800UT, 12/22/2000)



写真-3 船首前方の氷況(0900UT, 12/22/2000)

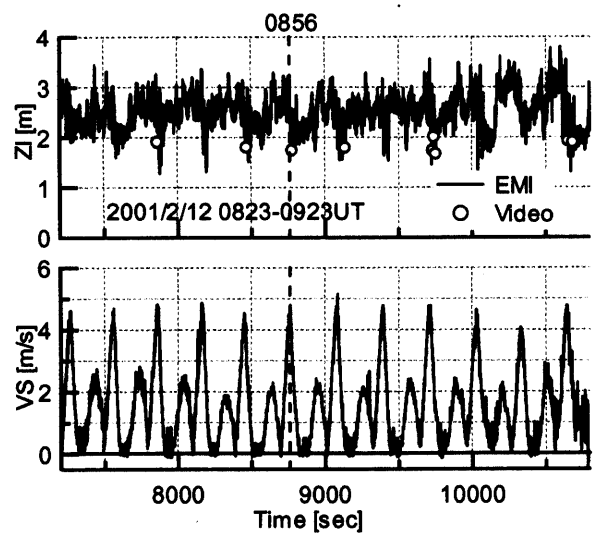
(3) リュツォホルム湾定着氷域での観測結果

図-7及び写真-4に定着氷域における観測結果と船首前方の氷況をそれぞれ示す。比較のためビデオ観測結果を示す。なお観測海域は図-2に Leg-B として示されている。

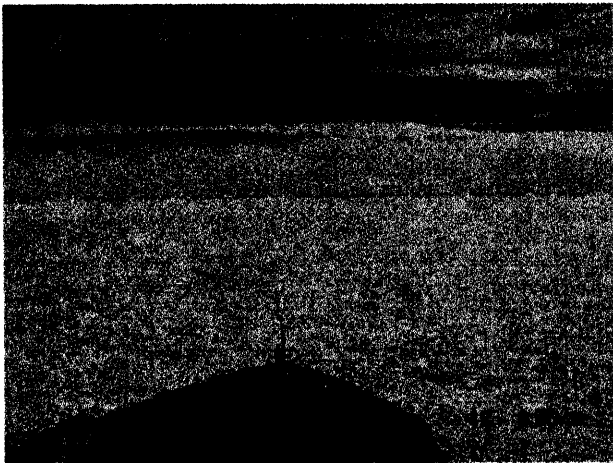
船速波形に交互に現れる高いピークと低いピークがそれぞれ前進及び後進での最大速度を表す。ただし船速は絶対値表示となっていることにご注意いただきたい。図-7から「しらせ」は厚い定着氷中を6分間に1回のサイクルでラミング砕氷を行っていることがわかる。

ラミング砕氷では前後進を繰り返すため、前回のラミングで砕氷された氷塊の一部は氷盤の底面に回り込んで滞留する。このことはセンサ位置が前回のラミングで船首が到達した位置を通り過ぎるまでは正確な

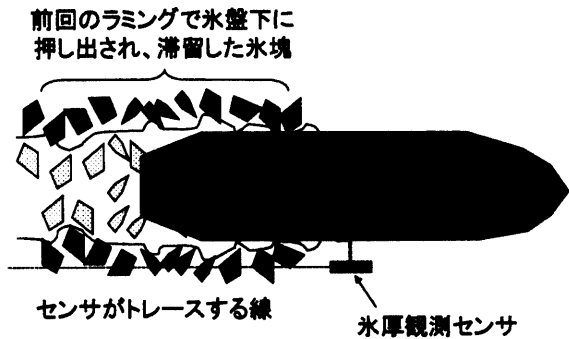
氷厚を観測することができないことを意味している。この様子を模式的に表したものが図－8である。このため全氷厚の波形にラミングサイクルに対応したピークが現れる。図－7では、「正確」な氷厚は船速波形の高いピークと低いピークに挟まれた谷の近傍のみで



図－7 定着氷域でのEMI及びビデオ観測例



写真－4 船首前方の氷況(0856UT, 2/12/2001)



図－8 ラミング碎氷時のEMI観測に及ぼす碎氷塊の影響

観測される。この位置での全氷厚はビデオ観測結果と良く一致しており、EMI 法が定量的に良い精度で定着氷の厚さを観測できることを示している。

4. まとめ

第 42 次日本南極地域観測隊夏隊において実施した海水観測の概要を記述した。本観測は 2001 年度から開始された南極観測第Ⅵ期 5 カ年計画で観測項目として取り上げられている。既に 2003 年 3 月に帰国した 43 次夏隊で実施され、また 44 次隊以降も引き続き実施される予定である。

これらの観測データ及び過去に行われたビデオ観測データを解析、整理し、氷厚観測データベースを作成する作業を、国立極地研究所との共同研究として、進めているところである。これを通して我が国の南極観測事業に積極的に貢献していきたいと考えている。

最後に、本研究の実施にあたり、本吉観測隊長以下の 42 次隊の皆様には大変お世話になった。また石角艦長率いる「しらせ」乗員の皆様に多大なご協力をいただいた。関係各位に深く感謝したい。

参考文献

- [1]上村他：第 54 回船研講演会(1989)
- [2]下田他：南極資料第 41 号(1997)
- [3]Uto et al.:POAC'99 Vol.1 (1999)
- [4]Haas:Cold Regions Science and Technology Vol.27 (1998)
- [5] Worby et al.:a CD-ROM produced for the ASPeCt program of the SCAR Global Change and the Antarctic Program (1999)