電磁誘導式氷厚計を用いたサロマ湖広域氷厚観測

舘山一孝 1, 白澤邦男 2, 宇都正太郎 3, 河村俊行 2, 石川正雄 2, 高塚徹 2 1 北見工業大学, 2 北海道大学低温科学研究所, 3 海上技術安全研究所

はじめに

北海道北東部に位置するサロマ湖は面積 150.4km²の我が国で3番目に大きな湖で,2つ の湖口によってオホーツク海に繋がっており, 湖水の塩分濃度は31~33psuと同時期の外海 沿岸水とほぼ同じ値を示している(白澤ら, 2002). このような塩分を含む湖氷は海氷同様 に淡水氷とブライン,気泡から構成され内部構 造が複雑なため,リモートセンシングによる氷 厚の測定は困難であり,ドリルで開けた掘削孔 よりメジャーで測定する原始的な手法が一般 的であった.この掘削法で氷厚の広域分布を測 定するには多大な時間・労力を必要であるため, 効率的な氷厚測定手法の開発が望まれていた.

地質調査や金属探知に利用されてきた電磁 誘導センサは 1990 年代後半より高精度な非破 壊式の海氷厚測定手段として注目され,砕氷船 や航空機に搭載して広範囲な氷厚観測が行わ れてきた (Kovacs, 1987; Haas et al., 1997; Worby et al., 1999; Uto et al., 2002). ここでは,北海道 大学低温科学研究所の電磁誘導式氷厚計 (Electro-Magnetic Inductive device; EMI)を用い て 2005 年 3 月 10 日にサロマ湖で行った広域氷 厚観測と測定精度検証実験の結果について報 告する.

測定方法

EMI は海氷 (s₁<80 mS/m) と海水(s_w =2300-2500 mS/m)の大きな電気伝導度の違い を利用し,測器から海水までの距離 Z_Eを測定 できる(Kovacs *et al.*,1987).本研究で使用した EMI は Geonics 社製 EM-31/ICE で,図1に示 すように1 対の送信コイル(Tx)と受信コイル (Rx)を持ち,両者の間隔は3.66m となっている. 送信コイルから周波数 9.8kHz で一次磁場を変 化させると海氷と海水の境界面で起電力が誘 導される.この電流が発生する二次磁場の強さ を受信コイルで感知し,見掛けの電気伝導度 (Apparent conductivity; s_a)として記録する.s_a の値が大きいと氷は薄く,小さいと厚いという 測定原理である.

この s_aから図1に示すような1-D multi-layer モデルを用いて積雪と海氷の合計厚さ(Z_s+Z_l) を計算できる (Haas *et al.*, 1997; Haas, 1998). EMI 観測の測定誤差として,①変形氷の空隙 中の海水・②高塩分積雪層・③融解水の存在, ④浅い水深の影響が挙げられる. サロマ湖の湖 氷は平坦なため,①については影響を無視でき るが,②から④については影響を考慮しなくて



図 1 EMI による海氷厚測定の概念図. s_{AIR}, s_s, s₁, s_W, s_W, s_Bはそれぞれ空気, 積雪, 湖氷, 融解水, 湖水, 湖底質の電気伝導度を表す.



図 2 2005 年 3 月 10 日に行った EMI によるサロマ湖広域氷厚観測の測線. 左図は MODIS の可視画像による結氷分布,右図の実線は測線を示す.

はならない.

本研究では EMI をスノーモービルで牽引し, 20km/h の速度, 測定間隔を 0.1 秒で氷厚を測定 した. 測線は GPS で記録し,検証のために 6 箇所について掘削法で氷厚を実測した.また, 3 箇所については雪と湖氷コアサンプルを採 取して温度と塩分濃度の測定と,CTD を用い て水温と塩分の鉛直分布と水深の測定を行っ た.

測定結果

2005年3月10日に行ったサロマ湖広域氷厚 観測の測線を図2に示す.約26.6kmの距離を, 途中で行った3箇所の氷厚実測を含めて2時間 半と短時間で測定することができた.

表1に別の日に取得した雪と湖氷コアサン プルの温度・塩分濃度値から求めた電気伝導度 を示す.積雪深0~0.03mの積雪-湖氷境界面 付近には塩分濃度,電気伝導度がそれぞれ平均 で8.4%。、57mS/mの高塩分積雪層が存在した. これは湖氷の電気伝導度(平均22mS/m)の約 2.6倍に相当し,EMIによる氷厚測定の誤差の 原因になる可能性がある.この高塩分積雪層は 湖氷中に存在するブラインチャネルやブライ ンネットワークを通して積雪層内に湖水の供 給が行われるために存在する.また,母湖水の 塩分濃度を超えるような高塩分積雪層も度々

表1. 雪と湖氷コアサンプルの電気伝導度

	深さ/厚さ[m]	電気伝導度[mS/m] (平均値)
	0.03~	0
積	(0.09~0.18)	U
雪	0~0.03	5 ~372
		(57)
湖	バルク	18 ~32
氷	(0.38 ~0.52)	(22)





見られるが,これは湖氷形成過程における表面 ブラインの凝集,ソルトフラワーと積雪の融合, 及び雪結晶の昇華によるものとされている

(Massom et al., 1998).

図3にCTDの測定結果から求めた電気伝導 度の鉛直分布を示す.凡例中の観測地点番号は, 東経143度56分の経線上に約500m間隔で設 置した観測地点を示し,St.1が陸地側,St.5が 湖口側となっている.図中のY軸と交差する 実線は湖氷の底部を示し,破線は観測された融 解水低塩分層の厚さを示している.X軸と交差 する破線は母湖水と低塩分層の電気伝導度の 差を表しており,場所によって違いが見られる が,50から500mS/mと大きな差が見られた.

EMI で測定した氷厚分布を図 4 に示す. 今回得られた $Z_E \ge s_a$ の測定データを統計的に解析し,次の(1)式で表される近似式が得られた.

 $Z_{E}=6.310\text{-}0.02414s_{a}+5.168\cdot10^{-5}s_{a}^{-2}-4.899\cdot10^{-8}s_{a}^{-3}$...(1)

全氷厚(積雪深 Z_s +湖氷厚 Z_l) は, (1)で求めた Z_E から測器から雪表面までの距離 Z_L (0.4m) を差し引くことで求めた. EMI から得られた 全氷厚推定値は、図4に示すように実測全氷厚 とは 0.1m 以内の誤差で一致した.全氷厚は一 部を除いて概ね 0.6~0.7m であった.水深の浅 い湖岸付近では 5m 超の氷厚を示し,水深が深 くなるにつれて急激に 0m まで薄くなるという





エラーが見られた. これは水深が浅いために湖 底の影響を受けていると考えられる. 次節でこ の問題について検討する.

議論

「測定方法」の節で述べたように, EMI を 用いた湖氷厚の測定を行う際に,高塩分積雪層 と融解水,水深が浅い場合は湖底の影響を考慮 しなくてはならない.

図 5 は、それぞれ(a)高塩分積雪層と(b)融解 水の影響についてモデル計算によって評価し た結果である.図 5(a)では、積雪深 0.16m のう ち高塩分積雪を 0.03m、湖氷厚を 0.41m とし、 高塩分積雪層の電気伝導度 ss を塩分無し (0mS/m)、観測から得られた最小値(23mS/m), 最大値(372mS/m)の 3 つの場合で計算した、そ



図 5. (a) 高塩分積雪層と(b) 融解水の影響を考 慮したモデル計算の結果.

の結果,塩分無しと塩分有りではほとんど同じ 値で,影響は無視できることがわかった.これ は高塩分積雪層が 0.03mと極めて薄いためで あると考えられる.自然界ではこのような高塩 分積雪層の存在は薄い層に限定されている.

図 5(b)は(a)と同様に積雪深 0.16m, 氷厚 0.41m, 融解水の電気伝導度 $s_M \& 2000mS/m \&$ して, 融解水の層厚 $Z_M \& 0m$, 観測から得ら れた平均値(0.1m), 最大値(0.2m)の 3 つの場合 で計算したものである. この図から高塩分積雪 層の影響と同様に, 融解水の影響も無視できる ことがわかった. これは s_M が 2000mS/m と依 然として s_I よりも 100 倍近く高い値であるた め, 影響が無視できるほど小さくなったと考え られる.

図 6 は水深の影響を考慮したモデル計算の 結果を示している. サロマ湖の底質はシルトで あり (白澤ら, 2002), 空隙率は 40% (MacNeil et al., 1980), 湖水によって飽和と仮定して計算 した, この結果から, 水深が 6m 以深では影響 無し, 2~6mでは水深が浅くなるとともに s_a が増加し, 2m 以浅では急激に s_aが減少するこ とがわかった. この結果は図 4 で見られた湖岸 付近のエラーと良く一致しており, 全水厚推定 の補正に活用できるが, サロマ湖の正確な水深 データが未取得であるため, 本研究では補正は 行えなかった.



図 6. 水深の影響を考慮したモデル計算の結果.

<u>まとめ</u>

EMI を用いたサロマ湖の広域氷厚観測は水 深が 6m 以深では 0.1m以下の誤差で測定でき た.水深 6m 以浅,特に 2m 以浅では湖底の影 響を強く受けるために,湖岸付近の水深が浅い ところで氷厚を精度良く測定するには正確な 水深データを取得しsaを補正する必要がある.

参考文献

- Haas, C., Gerland, S., Eicken, H. Miller, H. (1997), "Comparison of sea-ice thickness measurements under summer and winter conditions in the Arctic using a small electromagnetic induction device", *Geophysics*, **62**, pp 749-757.
- Haas, C. (1998), "Evaluation of ship-based electromagnetic-inductive thickness measurements of summer sea-ice in the Bellingshausen and Amundsen Seas, Antarctica", *Cold Regions Sci. Technol.*, 27, pp 1-16.
- Kovacs, A., Valleau, N. C., and Holladay, J. C. (1987), "Airborne electromagnetic sounding sea-ice thickness and subice bathymetry", *Cold Regions Sci. Technol.*, 14, pp 289-311.
- Massom, R. A., Lytle, V. I., Worby, A. P. and Allison, I. (1998), "Winter snow cover variability on East Antarctic sea ice", J. Geophys. Res., 103(C11), pp 24,837-24,855.
- McNeill, J. D. (1980), "Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers", *Geonics Limited Technical Note* **TN-6**, pp 15.
- 白澤邦男,藤芳義裕,前川公彦 (2002), "サロ マ湖の水理および海氷環境",月刊海洋 号 外 海氷生態系, 号外 30, pp 50-61.
- Uto, S., Shimoda, H. and Izumiyama, K. (2002), "Ship-based sea ice observations in Lützow-Holm Bay, east Antarctica", *Proc 16th IAHR Symp, Dunedin*, New Zealand, pp 218-224.
- Worby, A. P., Lytle, V. I. and Massom R. A. (1999), "On the use of electromagnetic induction sounding to determine winter and spring sea ice thickness in the Antarctic", *Cold Regions Sci. Technol.*, **29**, pp 49-58.