

サロマ湖湖口付近における流水の挙動

橋 本 宏*・伊 藤 宏 美**

1. ま え が き

サロマ湖は北海道のオホーツク海沿岸の中央よりやや東に位置し、水面積 151.7 km²、最大水深 19m のわが国最大の塩水湖である。オホーツク海とは長さ約 28 km、幅 150~500 m の砂州で隔てられており、昭和 4 年に人為的に堀削された湖口によって海とつながっている。旧湖口は湖の東端にあって、能取湖、涛沸湖など同様の閉塞湖沼であったが、湧別町三里番屋の現湖口となった後は冬期にも閉塞することなく、幅約 270 m、平均水深 10 m、最大水深 24 m にも達する大水路が形成されるに至っている。そのため、冬期にはオホーツク海沿岸を南下する流水の一部が流入することとなった。湖内は外海との交流が活発となったため、ホタテ貝の養殖が昭和 40 年から本格的に始められているが、昭和 49 年 1 月の流水の侵入により、養殖施設の破壊、貝の凍傷等甚大な被害を被ることとなり、漁業面のみならず国土保全面からも流水による各種災害を最小限に食い止めるための対策が要請されている。

流水に関しては、その発生、発達および移動のメカニズムなどの基礎的研究ならびに流水観測、流水情報の提供等は行われているが、対策をたてるに当たって必要な流水と災害との関連の調査研究はほとんどなされておらず、科学技術庁の総合的推進のもとに、流水災害に関する特別研究が流水災害の軽減に役立つ資料を得るため実施されるに至った。筆者らも研究の一端を担っている。この報文では、研究の一部として実施したサロマ湖湖口付近の流水の挙動について、湖口付近に設置したレーダーによる観測結果を用いて、その概要を述べるものである。

2. 流水災害の概要

オホーツク海沿岸は毎冬 1 月から 4 月にかけて流水が到来するが、その状況は北海道大学低温科学研究所附属流水研究施設のレーダー（枝幸、紋別、網走）などによってとらえられている。昭和 49 年 1 月 10 日から 11 日

にかけて、樺太の東を南下してきた流水群が紋別からサロマ湖の湖口付近までの海岸に接岸した。この接岸は例年と比べて 1 週間位早い流水の到来であって、その一部がサロマ湖の湖口から湖内へと侵入した。湖内は結氷していなかったため、流水は湖奥にまで至り、その後の再三の侵入（レーダー観測により 21~22 日が、地元の観察により 25~26 日が確認されている）により湖口より東側のほとんど全域が流水で満たされ、湖口結氷により定着した。湖内全域におよんでいるホタテ養殖施設は、冬期には水面下 2.5~3 m のところに設置されているが、吃水の深い流水の侵入によって引掛けられ被害を受けた。2 月上旬の北大低温研の調査によると水面下 6~8 m の流水もあり、早期の流出が望まれ、融雪剤散布などが実施されたが、4 月中旬融解期に至ってこの流水は湖内を移動して湖外に流出した。侵入期から融解期にわたって養殖施設および全体の 40% におよぶホタテ貝あわせで被害総額は 22.7 億円に達したと報告されている。

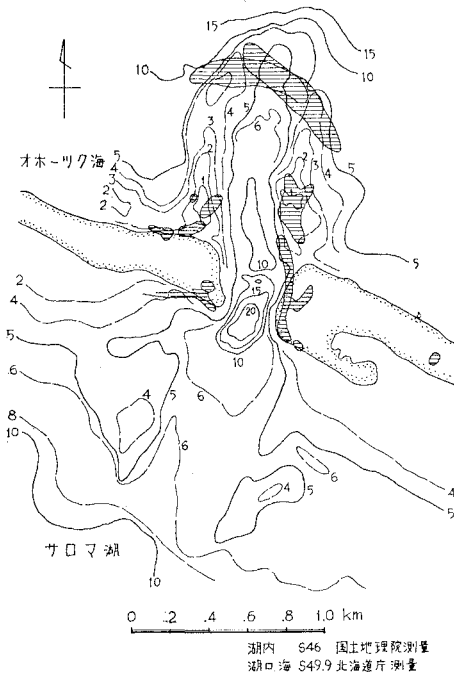
サロマ湖に流水が侵入した、はっきりした前例はなく、この冬に 2 回も続けて入った原因についても現在のところこれといった決め手がかけていない³⁾。

3. 湖口付近の地形

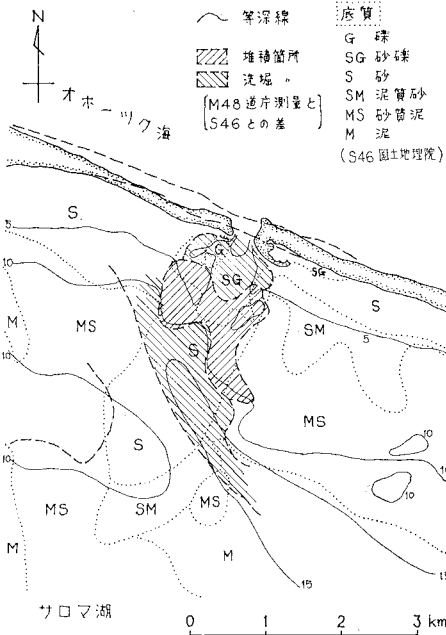
湖口付近の地形は 図—1 に示すように、湖口部は水面幅 250~450 m、水路長約 350 m、断面積 3 100~3 700 m² であり、その延長上海側に幅約 400 m、長さ約 1 km、断面積 2 300 m² 程度、湖側に幅約 800 m、長さ約 1 km、断面積 4 100 m² 程度の水中水路が形成されている。湖内については旧湖口時代の地形と比較することができ、 図—2 に変化の著しい箇所を示した。湖口の影響は幅 1.3 km、長さ 2.5 km の区域が顕著であり、この区域は底質においても泥質砂以上の粒度の箇所（幅 1.3 km、長さ 4 km）として認められる。このような地形から、湖口の流れがいかに大規模なものが伺える。

湖水と外海水との交流は、主として、潮汐によって生じる海面と湖内水面との水位差によって湖口水路に発生する潮流に起因するものである。福島ら¹⁾は網走地点での干満潮位差 80 cm（1 日 2 回潮）に対して流入時最大流速 2.4 m/sec を観測しており、また宇田居²⁾は、流速

* 正会員 建設省土木研究所海岸研究室長
** 正会員 建設省土木研究所海岸研究室



図一 湖口付近の地形



図二 湖内の地形変化と底質

の時間変化に正弦変化を仮定して、断面平均の時間最大流速 v_{max} を

$$v_{max} = \frac{\pi}{2} v_m = \frac{2\pi\lambda S}{Tbh} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 h : 湖口水路の水深、 b : 同水路幅

S : 湖水面積、 T : 周期、 λ : 湖内潮位変動の

振幅 (ただし、外海の潮位変動の振幅より別途に算出)

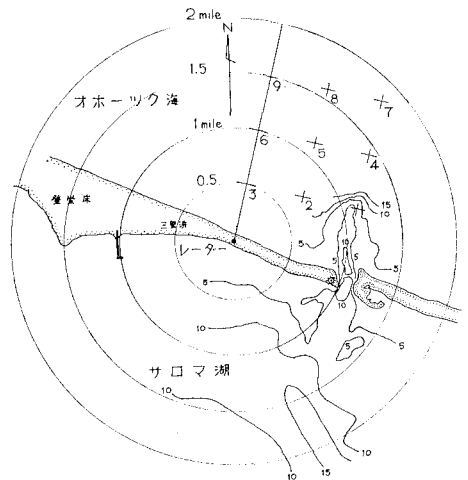
として、1日1回潮の場合、潮位差 78 cm に対して 1.08 m/sec を算出している。いま、潮位差として昭和49年1月の150 mを用いると、式(1)より $v_{max} = 2.0$ m/sec と求められ、上記 2.4 m/sec に対応する式(1)の値は 1.6 m/sec となることから最大流速は 3 m/sec 以上に達すると推定できる。

4. 調査方法

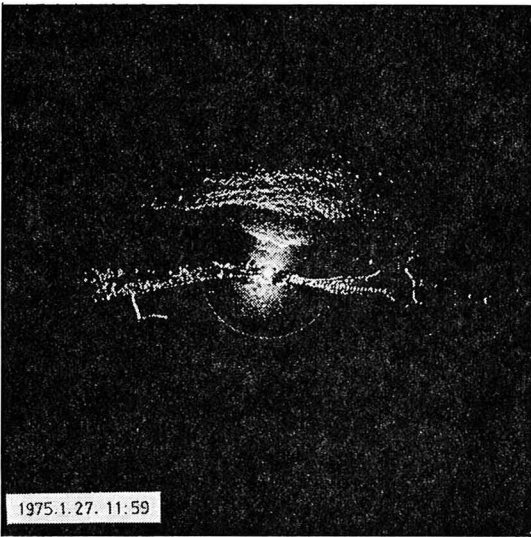
サロマ湖を例として流氷災害の発生機構とその防止対策を検討するため、湖口付近の流水の挙動を調査するものであるが、湖口付近の流水の移動に関しては既往の観測資料は存在しない。

流水の移動状況を調査する方法として、トランシットあるいは航空機による方法などが考えられるが、厳冬下においては困難を伴うので、夜間あるいは荒天時でも広範囲を同時に観測できるものとして、取扱いの容易な船舶用レーダーを採用し、アンテナの地上高 10 m として湖口から約 1.7 km 離れた地点に設置した。観測は昭和50年1月~4月に実施し、レーダーによる映像の撮影は主として5分間隔、映像範囲は 2 mile とした (図-3)。

写真-1 は海岸線より 0.5 mile 地点に流水が接近した時の湖口への流入状況をとらえたものであり、流水は小粒の点として映っている。映像は流水の大きさ、種類あるいは反射面の状態によってかなり濃淡に違いがあり、同じ流水であってもその位置、角度の変動により違いが生じる。レーダー写真によって時間の経緯をたどれば移動するものと移動しないものの識別は可能であるが、現地での目視と写真撮影等を併行して補足し、流水と地物、構造物、波浪、湖内結氷範囲などを判別した。なお、レーダーの距離分解能は 9 m である。



図三 レーダー観測範囲

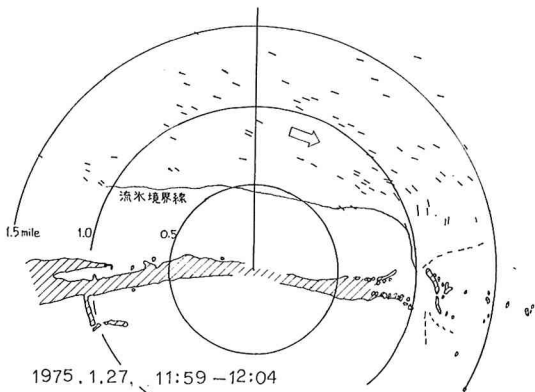


写真一 流氷の流入状況

5. 調査結果

レーダー写真によって流氷の接近時から離岸時までを多数撮影しており、それらから流氷片の軌跡をとらえ、それぞれの流向、流速を測定した。流氷の挙動は接岸初日である1月27日および28日に顕著に現われている。図一四は湖口への流れ（接岸方向）が極大となっている27日正午前後の5分間の軌跡をとらえたものである。これらから観察できる湖口付近での流氷の移動状況の概要は次のようであった。

流氷群が接岸しようとする場合、海岸線から1 mile 沖合で、その一部の湖口へ向う流れが認められる。その時の影響範囲は狭いが、その一部の流氷片は流路幅の狭い状態で湖口まで列をなして移動し湖内へ流入する。初めは海側水路の東寄りを通して湖内へ流入する。流氷群が岸に接近するに従って影響範囲、流路幅ともに次第に広がる。流水速度は湖口沖合 500 m で約 0.5 m/sec に



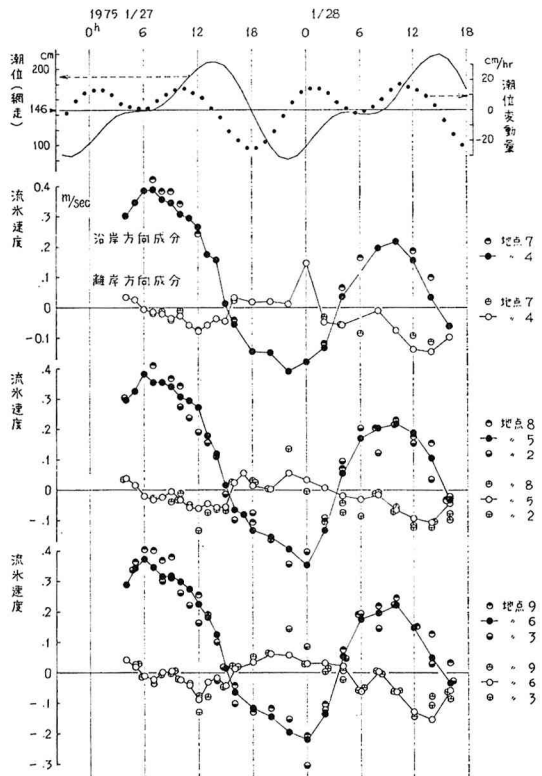
図一四 流氷の移動状況

達しているが、湖口部の極近くでの流氷の軌跡はレーダー写真では不明確で、流速も算出できなかった。

その後、湖口へ向う流水数が増加するに従って、その一部が東側浅瀬上、ついで沖合浅瀬付近で停止し、流れを阻害するため、流氷は主に西側から海側水路に流入し湖内へ向った。流入の終了時には西側浅瀬上にも停止した流氷が存在する。これらの停止位置は図一五にハッチングして示した。停止流氷は流氷群が離岸してもかなりの期間同位置に止まっており、したがって、その後の流入状況も概略定まったものとなっている。湖内に入った流氷は、湖口付近では潮流により移動し、潮流が弱まったところでは風の影響を受けると考えられるが、今回の観測では湖内結氷が早期であったため、流氷の移動できる範囲が狭く、具体的な移動状況をとらえることはできなかった。

海側の流氷移動状況は、図一三に示す湖口沖合 8 か所について、1月27日4時から28日16時までの流向・流速を求め、図一五に網走地点の潮位変動をあわせて示した。特に地点5については速度ベクトルのダイアグラムとして図一六に示した。

図一五において、流氷の離岸方向の速度成分に注目すると負から正すなわち湖口へ流入する方向から湖口から流出する方向に変化する時刻は網走地点満潮時より2時間遅れており、既往の観測¹⁾あるいは計算成果⁵⁾、すな



図一五 流氷移動速度の時間変化

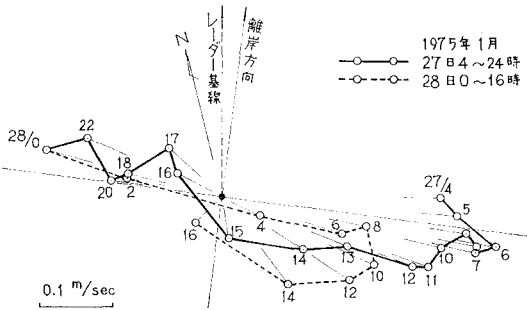


図-6 地点5における速度ベクトル

わち湖内の潮位は網走に対し干満の生起時刻において1.5~2.0時間遅れ、潮差も20cm程度小さいという値と一致している。図には網走地点の潮位の時間差を黒点で示してあるが、それを2時間遅らせたものが離岸方向速度成分の変動傾向と一致しており、湖口から少なくとも2 mileの範囲が湖口による潮流変動の影響を受けていることがわかる。さらに同図あるいは図-6でも干満の潮位差の大きい28日の方が向岸流が大きくなっていることが認められる。

湖口付近における流氷の挙動については、49年災害時における流氷侵入時の気象・海象を調べることによっても概略の原因を知ることができる。サロマ湖近くの網走

および紋別における風向、風速、気圧および潮位を図-7に示すが、これによると、潮位変動については満月あるいは新月付近の日に干満の潮位差は極大であり、かつ1日1回潮の状態となり、それらの中間すなわち上下弦付近の日では1日2回潮となり干満の潮位差は小さいというこの付近の海岸特有の変動を呈しており、流水の侵入は満月あるいは新月の日前後で生じていることがわかる。さらに侵入の日には北西ないし北北西の風が、10分間平均日最大風速10m/sec以上となっており、潮流に正に作用して大量の侵入になったものと思われる。10日および24日にはサロマ湖の南を低気圧が通過し、気圧の低下により観測潮位が計算値より高くなっているとともに、西北西から東南東の方向にあるサロマ湖付近の海岸に対し、向岸方向の強風となったものである。

今回の観測における流氷接岸初日である1月27日は、満月(28日)の前日に当り干満の潮位差は大であった。しかし、この時の風速は小さい。接岸した流氷が砕氷あるいは薄氷であったことにも由来するが、湖内へ流入した流氷数は少ないものであった。

6. むすび

流氷の接近は海流と西高東低の気圧配置による冬季節風により、接岸離岸は向岸風離岸風によるといわれているが、沿岸部では潮流による移動が激しく、特にサロマ湖口付近では海と湖内の潮位差によって生じる潮流が向離岸方向に作用し、満月あるいは新月前後の干満差の著しい時に湖内に流入しやすい。それに向岸風が働くと流入流氷量は多くなり、したがって湖内に残留する流氷数も多くなる。また、湖内の結氷状態によっても流入出の流氷量は異なってくる。

以上は、今回の観測の結果から想定される流氷の挙動の概要であるが、現在、観測データ整理が終了した段階であり、測定および解析の大部分が残っており、風による移動と潮流による移動を分離することなどが必要となる。さらに観測を継続することにより流入出の流氷量などを明確にすれば災害発生機構は具体的にとらえられるものと考えられる。

参考文献

- 1) 福島・尾崎・柏村・八鉄・高橋: サロマ湖の水理について, 海講 18, 1970.11.
- 2) 尾崎 晃: サロマ湖の湖口水路形成に関する考察, 北大工学部研究報告, 第68号, 1973.9.
- 3) 小野延雄: サロマ湖に侵入した流氷について, 災害シンポジウム, 1974.
- 4) 宇田居・星・吉田: サロマ湖の自然条件調査, 北海道開発局土木試験所報告, 第46号, 1968.1.
- 5) 宇田居吾一: 湖口処理に関する一考察, 同上.

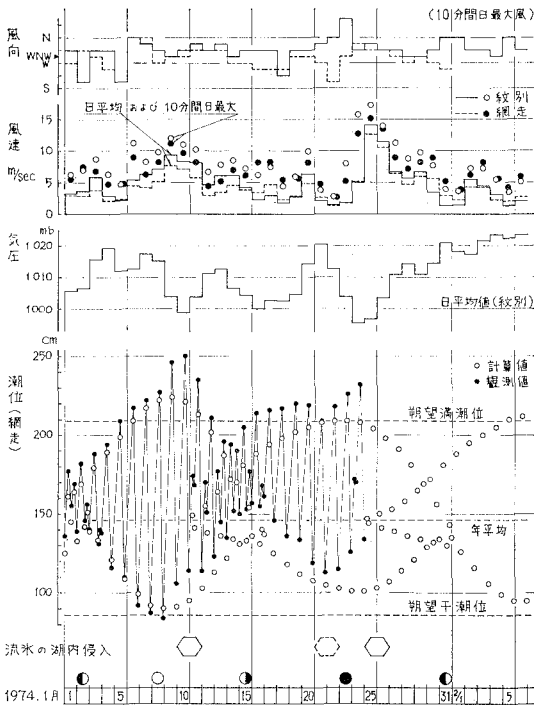


図-7 昭和49年1月の気象・海象