

浅い感潮湖々水の流動特性

吉田 静男*・柏村 正和**

1. 序 論

200 カイリ漁業専管水域設定は、沖合・遠洋に頼っていた漁業の志向転換をまねいた。その一つの方向は、沿岸水域における栽培漁業の振興であり、従来、放置されてきた沿岸湖沼の、そのための、利用である¹⁾。しかし、環境問題は、さておき、ひとたび、生産を見込むとなると、単に、水質交換を促進するだけでなく、増養殖したい生物に必要な水質を、高い精度で、保持するという難問を解決する必要がある。さらに、植生などの関連で、湖沼の現状を維持しつつ利用せざるを得ない場合も、決して、少なくない。前者では、必らずしも、いえないが、後者には、潮差が水深と同程度の湖沼が多く、流れに関しては、非線型の問題に属する複雑性を有している。本研究は、海岸工学的立場から、このような問題に対処するため、濤沸湖の観測を通じて、浅い感潮湖の流動特性を、詳細に、検討したものである。

2. 観測状況

濤沸湖は、網走市周辺に散在する多くの海跡湖²⁾の一つで、表面積 $9.75 \times 10^6 \text{ m}^2$ 、平均水深 0.7 m の規模を有し、オホーツク海とは長さ 300 m、平均水深 0.52 m の短い水路で連絡されている。この水路の海側左岸には、漂砂による湖口閉塞防止のための導流堤が設置されているが、それでも、時には、推砂の除去が必要である。

観測は、昭和 54 年 8 月 21, 22 日、昭和 55 年 8 月 5~8 日の二度にわたって行なわれた。54 年の観測は、いわば、下調査であったが、それでも、湖口における流速と塩分の変動を 7 時間にわたり 8 回観測し、湖内の流速と塩分の測定も、25 点で、水深方向に 20 cm~50 cm ごとに、数多く行った。この観測によって、潮差にくらべて、水深の十分に深いサロマ湖等にはみられない二つの特徴を見出した。一つは、河川流入のため、湖内が二層を形成していること、他の一つは、湖口における転

流時刻が、外海潮位から予見できないことであった。55 年の観測時には、上記の水理特性が常に現われるものかどうか、又、その原因は何かをさぐるため、測定を大幅にふやした。なお、その観測スケジュールは次のとおりである。

昭和 55 年 8 月 5, 6 日	湖口流速・塩分昼夜観測
" 8 月 7 日	湖内流速・塩分観測
" 8 月 8 日	湖口付近の流線観測

又、観測期間を通じて、日中気温は $15 \sim 16^\circ\text{C}$ 程度、風は弱く、最大 3 m/s 程度、雨も、霧雨が 5 日から 6 日に降った程度であって、気象の、観測データへの影響は考慮する必要がないと思われる。そのため、観測期間中、湖内流入河川(丸万川、浦土別川)の流量変化は 8.5% 以下であった。水位は、リチャール型水位計 2 台とボールによる直接読み取り、及び、検潮所の記録から得ており、流速は、フィルム式流向流速計、CM-II 型、CM10S 型流速計(東邦電探)、Model UC-2 型(玉屋)、塩分は Model 602 塩分計(渡辺計器)、及び、EST-3 型塩分計(東邦電探)に ECT-5 型伝導度計を併用し、最終的に Cl 値に変換して得た。又、湖面の流線とか、測定器に検知されない微流速については、色素の動きから求めた。

3. 濤沸湖水系各所の水位変動

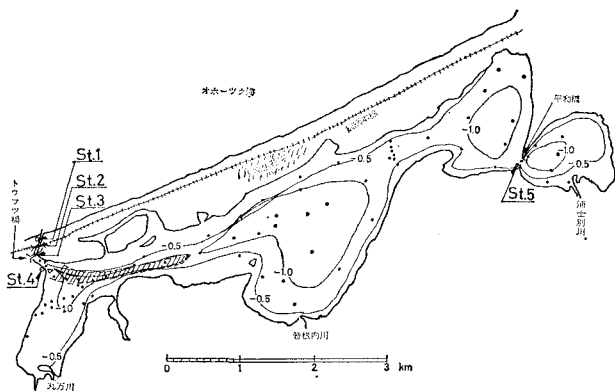


図-1 濤沸湖概略図

図-1 は濤沸湖の略図であり、St. 番号は連続観測地点を示している。このうち、St. 1 と 5 にリチャール型

* 正員 工博 北海道大学講師 工学部 数物系共通工業力学第二講座

** 正員 理博 北海道大学教授 工学部 数物系共通工業力学第二講座

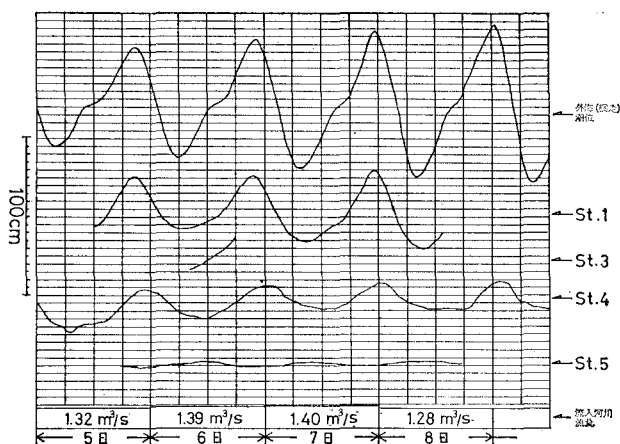


図-2 各地の水位記録

水位計が設置され、St. 3 でポールが使用されている。又、St. 4 は検潮所である。各地点での水位記録は図-2 に示され、網走潮位に対する湧沸湖の応答が、ほぼ、把握でき、水系の構造も、ある程度分かる。まず、St. 1 の水位について調べると、湖口とみなせる導流堤先端から、わずか 70 m 内側であるにもかかわらず、外海潮位の約 50% に減衰していること、干潮時の水位波形の歪が著しいこと、干潮時刻が遅れることが見出せる。この結果は、湖口水路底のレベルが、外海の平均水位とほぼ同一であることにより生じ、サロマ湖等、深い湖口を有する湖にはみられない。続いて、St. 3 のポールの水位記録を見ると、観測時間は短いものの、位相、振幅の点で St. 1 との差異が見出せない。このことは、300 m にわたる水路部が、ほぼ、平坦に近いことを示している。一方、導流堤先端から 500 m 湖内の St. 4 (検潮所) の記録では、湖の貯水量に比べて、水路の水量が小さいために生ずる位相のずれとか、湖底の勾配の効果による干潮時の著しい水位波形の歪が見出される。又、St. 5 (平和橋) の記録と合わせて検討すると、湖奥に向かって湖底が上昇し、最奥部では、通常、潮汐は、ほとんど感じられないことが分かる。以上の結果から、ミオにそう、湧沸湖水系の水深構造を描けば、概略、図-3 となる。

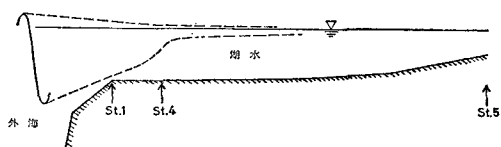


図-3 ミオに沿った湖の断面

St. 4 では、日平均の水位が日ごとに上昇し続けている。湖の水位変動振幅 20 cm 程度に対する、この水位上昇量は無視できない。第一に、考えられる原因として、河川からの流入淡水量の変化がある。過去に、河川流量が平水時の 4 倍近くになり、St. 4 の水位が 40 cm 程度

になった記録も残っている。しかし、今回の河川流量は、ほとんど変化していないので、これではない。正しい原因は、湖口からの流入水量が流出水量を上まわっていたことであろう。このことは、後述する、湖口の流量収支の結果からも裏づけられている。この流量収支のアンバランスは、実は、潮汐の口潮不等にもとずき、約半月の周期で潮差が変動することによる。潮差が大きくなるにつれて、満潮頃の水路の抵抗は水深の増加とともに減少し海水が流入し易く、逆に、干潮頃は、水路が浅く湖水が流出しにくいことを考えるならば、容易に理解できよう。54 年に転流時刻を予見し得なかったのは、まだ、この機構

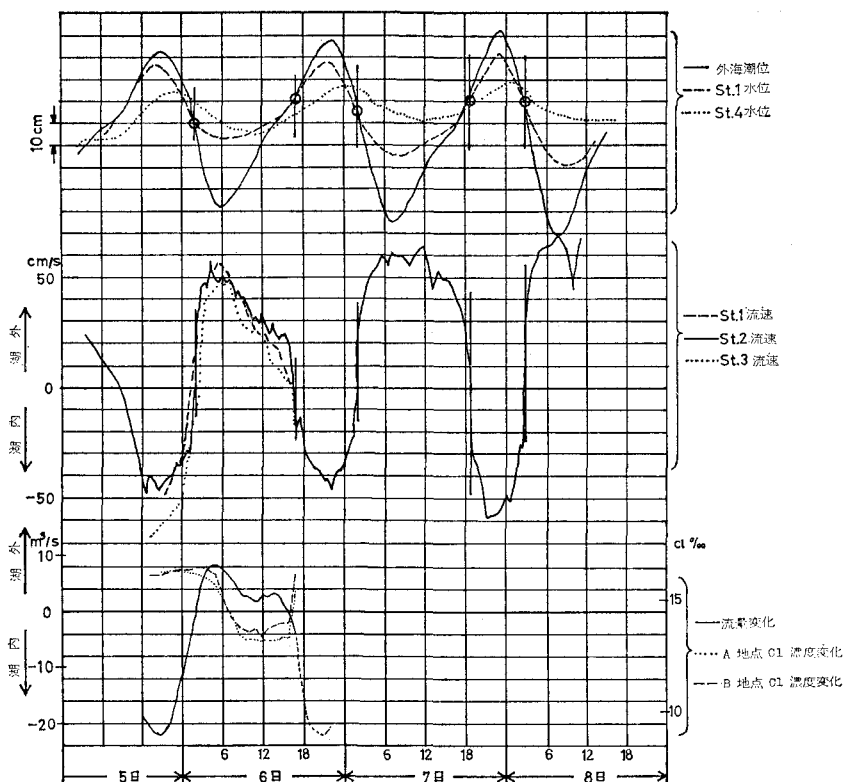
を理解していなかったからである。さて、次節において、以上の推論の検討を行ってみよう。

4. 湖口における諸量の時間変動

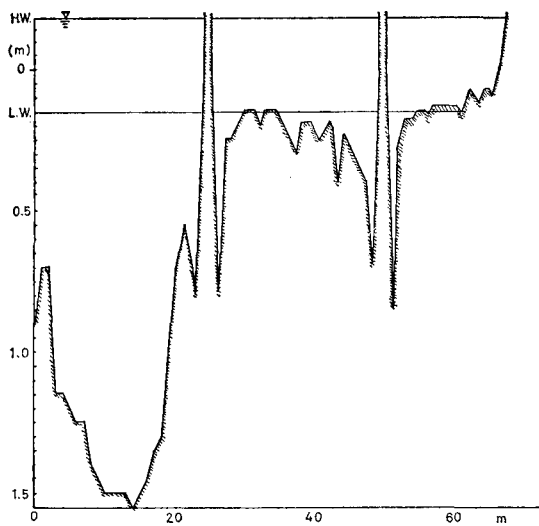
図-4 には、St. 1 と St. 3 のミオの水深 50 cm における流速と塩素量の変動記録、導流堤先端から 200 m 内側の St. 2 におけるフィルム式流速計の記録、そして、湧沸橋を利用して測定した St. 3 における流路断面 (図-5) 各所の流速と水深の時間変動から求めた流量の時間変化が、水位とともに示されている。

まず、流速変動記録からは、St. 1, 2, 3 のいずれの観測点においても、流速の位相にずれのないことが見出せる。この結果は、水位変動が St. 1 から St. 3 にかけて減衰や位相のずれなく伝播されるという、前節の結果と符号するものである。流量変化では、前節で予想したとおり、流入量が流出量を上まわっていることが分かる。収支をとると、8月5日18時から6日18時までに $3.2 \times 10^5 \text{ m}^3$ (流入量 $5.3 \times 10^5 \text{ m}^3$, 流出量 $2.1 \times 10^5 \text{ m}^3$) の海水が増加したことになる。この水量が、仮に、全湖面一様に広がるとすれば、4.4 cm の水位上昇が見られるはずである。これに対し、現実の水位上昇は、やや少なめであるが、わずかの水位上昇によっても、大きく、湖面が拡大することを考えると、まず妥当な値といってよく、流量収支のアンバランスの機構が量的にも証明される。

流速変動記録からは転流時刻と流向が明らかになる。これを利用して、St. 1 (湖口)、St. 4 (湖面) の水位と潮汐との関係が、図-4 の水位曲線のように得られる。潮位と St. 1 の水位との関係は、転流時刻の両水位が一致するという考えのもとに得たものである。この考え方は、他の転流時刻でも、両水位が一致するので妥当であろう。しかし、これは、St. 1 と St. 4 の水位曲線の関係を得るのには利用できない。St. 1 と St. 4 の水位変動間に位相のずれがあるからである。St. 4 の水位曲線



図—4 St. 3 における諸量の時間変化及び各地点の水位変化



図—5 St. 3 における流路断面構造

の基準レベルは、転流時の St. 1 と 4 の水位差の絶対値が、漲潮時と落潮時で等しくなるであろうという予想のもとに設定されたものであるが、この手法には、未だ、検討の余地がある。

図—4 には、この他、St. 1, 3 の塩素量の時間変化（流路断面にわたって差異はほとんどない）も示されてい

る。湖口から流出しはじめると塩分値が徐々に小さくなり、やがて、湖内の平均的な塩分値に落ち着き、流入時は、一度、流出した水は、再流入せず、代りに外海の水が入り込むため、塩分値も、ただちに、外海の値になる。

5. 湖内流況及び塩分分布

図—6, 7 には、湖内各所の流速ベクトル、及び、それから得た予想流線を示す。観測は、図—1 に●印で示した数多くの地点で長時間を要して行なわれた。しかし、幸い、時間帯が、水位変動の小さい干潮の頃だったので、図—5, 6 に示す結果の同時性は満足されていると考えられる。ただ、湖から 3 km 以上奥では、流速が微弱で、一定の流向はないようなので、画いた流況は参考にとどめる。流速の早い湖口付近に注目すると、興味ある事実が見出される。湖外への流出時であったにもかかわらず、ポテンシャル流とは異なり、流れが、狭い、帯状をなしていることである。これは、潮汐残差流とも異なっている。しかし、理由は簡単で図—1 の等深線から分かるように、旧河川の狭い河道が湖底に残存し、流路が、複断面構造になっていることによる。浅い湖では、このような、特異な流れが常に存在する可能性があるの、机上で考察する際は、留意する必要がある。

今回の観測では、湖内流入時の流速水平分布の測定が

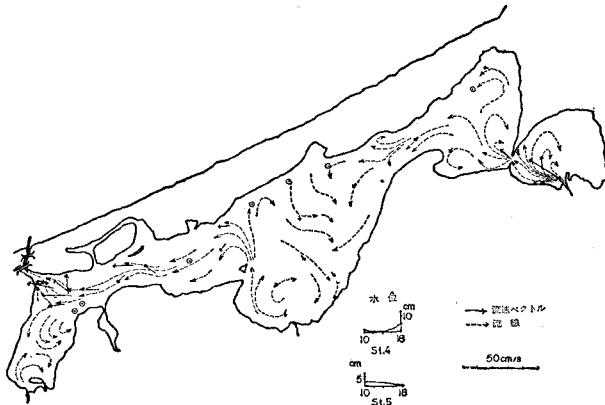


図-6 湖内流況

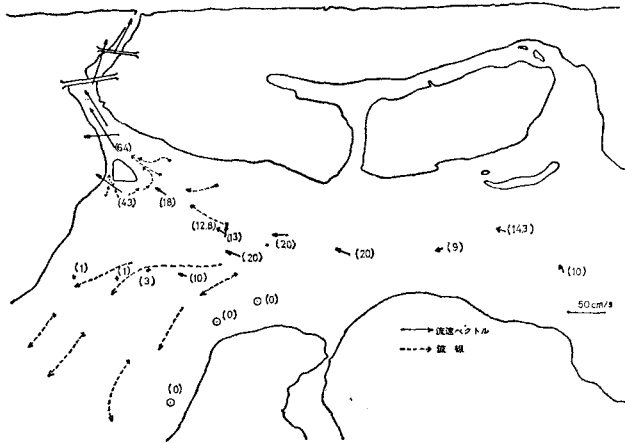


図-7 湖口付近の流況, () 内数値は流速 (cm/s)

できなかった。このため、一潮時にわたる流出入水の全挙動は分からない。ただ、今回の落潮時のデータから、湖内のどの領域の水塊が湖口から流出するかを、概ね、予測することはできる。図-8 は、帯状流域に沿う、およその、流速変化を示す。図中、上・下の結果は、水深

50 cm までの上層平均値 (図中○印)、及び、50 cm 以下の下層平均値 (図中+印) である。上・下層の平均流速は、St. 3 より約 300 m 奥の地点から、ミオ沿いに 2~3 km にわたり、概ね、指数関数的に減少していることが分かるので、流出時に湖口に達し得る最奥の水塊の位置が決定できる。55 年 8 月 6 日の観測例では、上層水塊のこの位置は St. 3 からミオ沿 2.8 km、下層水塊では 2.4 km である。両者には大差がないので、平均値として 2.6 km を採用し、6 日の流出水量 $2.1 \times 10^5 \text{ m}^3$ を、流域を考慮しつつ、分配すると、図-1 斜線部が得られる。従って、この斜線部に含まれる水塊が、落潮期に湖外に流出したと推測することができる。

以上で、落潮時の、およその、流況が分かった。ただ、流入河川水と海水の混合を予測するには、未だ、情報が不足している。すなわち、通常は、簡単のため、鉛直方向に塩分濃度が一樣であると仮定する場合が多いが、流れが、ほとんどない様な湖水においても、この仮定が成立するかどうかを確かめておく必要がある。図-9, 10 は、この確認を行なうために調べた水平、及び、ミオに沿

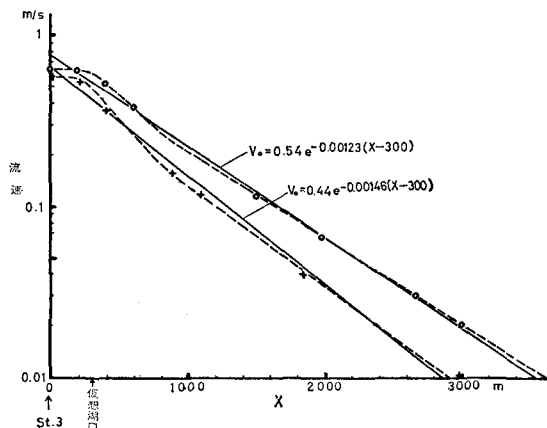


図-8 ミオに沿った流速変化

