

# 網走湖の塩水化の機構と塩淡二成層の長期変動特性に関する研究

池永 均<sup>1</sup>・山田 正<sup>2</sup>・向山公人<sup>3</sup>・大島伸介<sup>4</sup>・内島邦秀<sup>5</sup>

<sup>1</sup>正会員 工修 中央大学技術員 理工学部土木工学科 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

<sup>2</sup>正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科 (同上)

<sup>3</sup>正会員 工修 東京都水道局 (〒163-8001 東京都新宿区西新宿2-8-1)

<sup>4</sup>正会員 工修 水資源開発公団 (〒518-0026 三重県名賀郡青山町阿保179-1)

<sup>5</sup>正会員 工博 北見工業大学助教授 工学部土木開発工学科 (〒090-8507 北海道北見市公園町165)

塩水化が進み、強固な塩淡二成層を形成する網走湖では、アオコ・青潮による水質・生態系への被害が増大している。網走湖における塩水化の実態と機構を明らかにするため、網走湖および網走川の河口から湖に至る河道区間において流動、成層界面挙動に関する現地観測を行った。その結果、網走湖の長期的な塩水化傾向は、最近60年間の網走地方の降水量の減少とそれに起因する出水量の減少に深く依存することがわかった。更に、集中豪雨や融雪による河道流量の増加は、湖の塩水化を抑制する淡水化機能の役割を果たしており、網走湖の水質環境の将来を左右する重要な因子であることがわかった。

*Key Words: salinification, salinocline, snow melt flood, brackish lake, Lake Abashiri*

## 1. はじめに

北海道の宗谷岬から知床半島に至るオホーツク海沿岸には、美しい自然景観を有する大小の汽水湖沼が散在する。これらの湖沼は、周辺住民や漁民の生活を支え、湖を訪れるレジャー・観光客に憩いの場を提供するなど、水産、観光資源として高い価値を有している。近年、これらの多くが、その美しい景観とは裏腹に富栄養化などの水質環境問題に直面しており<sup>1)~3)</sup>、その中には、都市近郊に位置する湖沼や貯水池よりも水質汚濁の進行したものが出現している。このような湖の代表に網走湖が挙げられる。

この湖は、河口から約7km隔てた網走川の下流域に位置する汽水湖であり、上層が淡水、下層が塩水の強固な密度二成層を形成している。湖岸および流域には、自然地が多く、美しい湖沼景観や多様な生態系が見られる。また、流域人口が、実質的に6万人にも満たないことから、都市近郊に位置する他の湖沼に比べると清澄な水質環境を想像させる。しか

しながら、その実態は、湖水の環境基準(A類型:CODで3ppm以下、昭和46年に設定)を大幅に越え、かつ昭和61年1月には印旛沼、手賀沼に続き全国ワースト6(窒素、リンに係るIV型指定)に入る<sup>4)</sup>など、水質環境に著しい悪化を来している。その結果、「水の華(アオコ)」や陸水面では極めて稀な「青潮現象」が毎年のように発生し、この地域の社会問題にまで発展している。その要因として、流域の土地利用の変化(耕地化)や産業の発展による外来汚濁物質の増加の影響が挙げられる。しかしながら、網走湖の水質現象やその障害状況を多角的に分析すると、このような直接的要因よりも、湖沼を取り巻く自然環境、とりわけ降雨、融雪などの気象環境の変化が、長期的視点に立った場合に水質悪化の支配要因になりつつあることがわかってきた<sup>5)</sup>。特に、湖の塩水化(成層化)は、その代表的な事例であり、湖水の貧酸素化や内部生産量の増大など、湖水環境や湖沼自体が有する自浄能力に多大な損害を与えている。

そこで本研究は、網走湖における塩水化の実態とその機構を明らかにすることを目的に、網走湖流域の気象・水文特性の変遷および網走湖における湖水と海水の交流特性について実測データに基づく考察

注) 本論文は水工学論文集<sup>5)・8)・12)</sup>に公表された個々の成果を総合的にまとめ直したものである。

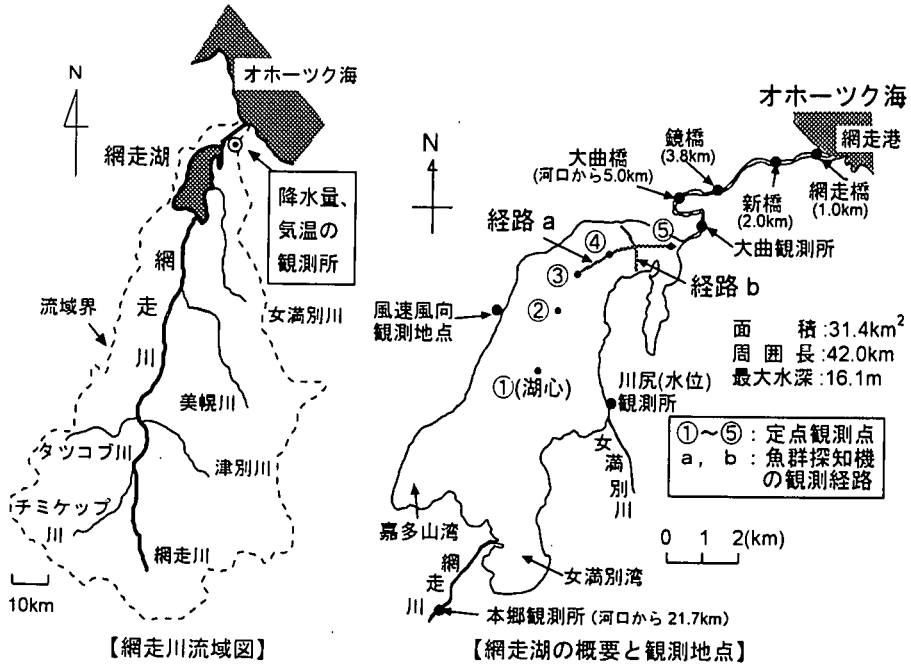


図-1 網走湖および網走川流域の概要と観測地点

を行った。本論文の構成は次のようである。

1. はじめに
2. 網走湖の現状と問題点
3. 観測方法の概要
  - (1) 網走湖・網走川における船上観測の概要
  - (2) 網走川における定点連続観測の概要
4. 塩淡水界面の長期変動特性について
  - (1) 塩淡水界面の季節変動特性
  - (2) 網走湖の塩淡水界面の経年変化特性
5. 網走川における融雪出水特性について
6. 網走湖における湖水と海水の交流特性
  - (1) 網走湖における海水（塩水）の流入出特性
    - a) 海水流入時の挙動
    - b) 融雪期における下層塩水流出時の界面挙動
  - (2) 網走川における海水の遡上特性
    - a) 潮汐にともなう網走川の水位変動
    - b) 塩水遡上時の塩分濃度と流速分布特性
    - c) 塩水の遡上速度について
    - d) 潮位変動と塩水遡上時の混合形態および塩水通過量の関係
7. まとめ。

## 2. 網走湖の現状と問題点

網走湖は、北海道東部を流れる網走川の感潮域に位置する汽水湖であり(図-1参照)、上層が淡水、下層が塩水の強固な密度二成層を形成している(図-2

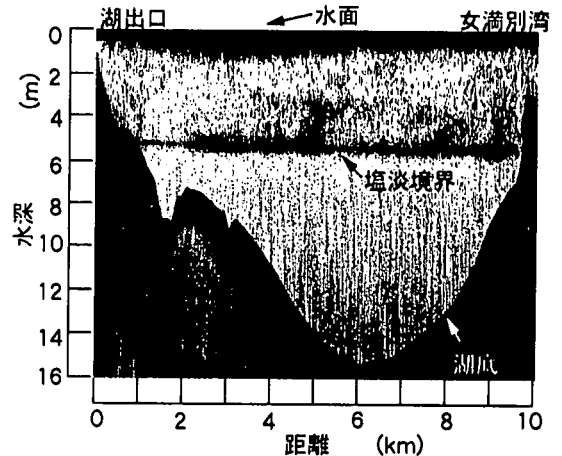


図-2 網走湖長軸方向の超音波の映像(1995年8月28日)  
 (魚群探知機による網走湖長軸方向の超音波(周波数107 kHz)の映像を表している。この映像は、水中の土粒子やプランクトンなどの浮遊物質、密度差および湖底からの反射強度の大きさ(16段階)を白黒の濃淡で表示したものであり、水面下6m付近には塩淡水境界面からの強い超音波の反応が確認できる。)

参照:魚群探知機による湖内映像)。湖に連結する網走川は、阿寒山系の阿幌岳に源を発し、幹線流路延長が115km、流域面積が1380km<sup>2</sup>を有する一級河川であり、湖内への流入水量のほぼ9割を占める。湖に流入した河川水は、湖内に滞留(完全混合を仮定すると滞留時間は約0.45年)した後、再度網走川に流出し、オホーツク海に注ぐ。湖は南北方向に細長く、その平均水深は6.1m(最大水深16m)と比較的浅い湖

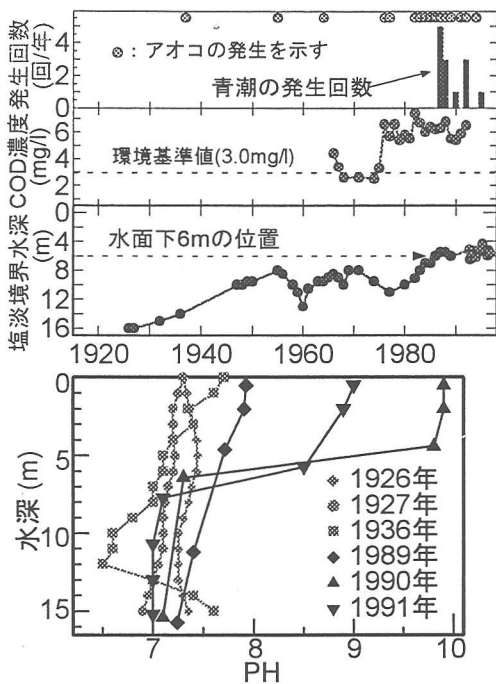


図-3 網走湖における水質環境の変遷と塩淡水境界水位の長期変動特性

(各水質データは、網走湖の湖心で測定されたものであり、かつCOD濃度は水面付近のデータである。塩淡水境界水位は、長期的に上昇傾向にあることがわかる。この水位上昇に伴い湖内の水質環境は悪化している。特に、水面下6mに達する1980年頃を境に青潮、アオコ発生件数が急増している。)

である。湖の貯水容量は2.3億 $m^3$ であり、湖面積は31.4 $km^2$ とさほど大きくないが、その集水面積(前出)との比較や流域人口(約6万人)から勘案すると我が国の自然湖沼の中では一般に水質汚染の進行しにくい湖<sup>6)</sup>と言える。

しかしながら、ここ十数年来、アオコの発生頻度や水質指標の1つでもあるCOD濃度が急増するとともに、過去には皆無であった青潮現象が発生するようになるなど、湖水環境の悪化が顕在化しつつある。

図-3を見ると、このような水質汚濁の代表的な事例、即ち、湖水のCOD濃度やアオコ・青潮の発生頻度の増加と下層塩水層厚の増加傾向とは強い相関関係にあることがわかる。密度二成層の形成は、上下層間の物質輸送を阻害するため、①流域を起源とする外来汚染物質の希釈作用を弱めるだけでなく、②下層塩水や底泥からの栄養塩の供給、内部生産による人為的な富栄養化を促進するとともに、③下層塩水を無酸素状態にし、湖の生態系や青潮による魚介類への被害を増大させる。特に、②、③は、長年の負荷の蓄積によって潜在的な水質汚濁の機構が湖沼システムの中に構造的に組み込まれることを意味するこ



図-4 網走湖の湖心における観測風景(結氷期)

とから、発生源対策以外にも新たな対応が要求される。それゆえ網走湖の塩淡水境界面の形成とその変動特性を明らかにすることは、湖水環境にとって優先度の高い重要な課題である。

### 3. 観測方法の概要<sup>5)・8)・12)</sup>

著者らは、これまでに網走湖および湖に連結する網走川の下流域における現地観測を行ってきた(表-1参照)。各年ごと春期(融雪期)、夏期、秋期、冬期(結氷期)の4回の観測と各期24~48時間の連続観測を行うことにより、水理・水文・水質特性量の経年変動(長期)、季節変動(中期)、日・時間変動(短期)を明らかにした。計測項目は、水理特性量として流速、密度分布(塩分濃度、水温、濁度)、水質特性量として溶存酸素量、水文特性量として水位変動、塩淡水境界水位である。湖内観測では、船上からの移動観測と船上および湖底からの定点観測を、網走川における観測では、下流河道に架かる4つの橋梁部における定点連続観測と船上からの定点観測を行った。また、冬期には湖面が厚さ約1mの氷層に覆われるため、湖内観測では湖心付近に開けた穴から水深方向に塩分濃度、水温、濁度および溶存酸素量の計測を行った(図-4参照)。

#### (1) 網走湖・網走川における船上観測の概要

湖内観測では、北海道開発局網走開発建設部所有の調査船「あおさぎ号(長さ15.0m、幅4.2m、重量13トン、最大搭載人員22名)」を、網走川における観測では、小型の船外機船1~2隻をそれぞれ使用した。魚群探知機により①湖長軸方向の塩淡水境界面の挙動と②大潮時に網走川を遡上する海水の視覚化を行うとともに、ADCP(Acoustic Doppler Current Profiler, RD社製、周波数1200kHz、2400kHz)により③海水流入時の湖出口付近の流速分布の計測を行った。また、導電率計、溶存酸素量計(ともにセントラル科学)を用いることにより④湖心部、湖出口付近にお

表-1 著者らによる網走湖および網走川における現地観測の概要

季節	観測年月日 (大潮)	測定場所(図-1参照)							観測点:①~⑤(①湖心, ⑤湖出口)			
		湖心	湖縦断	湖出口	大曲橋	鏡橋	梁上流	梁下流	新橋	網走橋	魚群探知機の観測経路:A(縦断), B(横断)	
冬期 結水	1993年 3月16日	●			●					●	測定項目 ・水温(°C) ・溶存酸素量 (mg/l) ・塩分濃度 (%) ・水位(m) ・流速 (cm/s) ・成層界面の挙動	測定装置 -水温計 (セントラル科学) -溶存酸素量計 (セントラル科学) -導電率計 (セントラル科学) -NP型水位計(測機舎) -プライス式流速計 (玉屋商店) 電磁流速計 (アレック電子, 日本Mコン) A. D. C. P. (RD社: 1200kHz、2400kHz) *1995年8月以降使用 -魚群探知機 (超音波) (本多電子:HE-570 2E) *1993年11月以降使用
	1995年 2月28日	●			●					●		
	1996年 3月 8日	●										
	1997年 2月7~9日	●		●	●					●		
春期 融雪	1993年 5月11日	●										
	1994年 4月28~30日	●	●	●	●							
	1995年 5月 1~ 3日	●	●	●	●					●		
	1996年 4月18~20日	●	●	●	●					●		
夏期	1997年 4月21~28日	●	●	●	●							
	1992年 8月11日	●			●				●	●		
	1994年 8月 6~ 8日	●	●		●	●	●	●	●	●		
	1995年 8月24~26日	●	●	●	●					●		
秋期	1996年 8月27~29日	●	●	●	●					●		
	1992年10月18日	●			●				●	●		
	1993年11月16日	●	●		●				●			
	1995年11月28~30日	●	●	●	●				●			

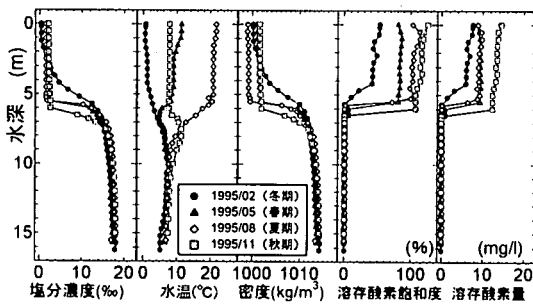


図-5 湖心における塩分濃度、水温、溶存酸素量、密度の鉛直分布の1年間の季節変化

(網走湖は、塩分濃度と水温が相互に作用する二重成層場を形成している。成層の状態(密度成層の安定性、成層界面の水位)は、季節変化に起因する水温構造の違いにより影響を受けることがわかる。夏期には、かなり明瞭な成層界面を有するが、冬期には、上層と下層に温度逆転が生じるために躍層が発達し、塩水と淡水の境界がかなりぼやけている。)

いて水温、溶存酸素量、塩分濃度を鉛直方向に0.5m間隔(塩淡水境界付近では0.25m)で計測した。なお塩分濃度の表示値は測定された導電率から水温が25°Cのときの導電率に換算し、その値からS(水温25°Cでの塩分濃度, %)=0.534×C(水温25°Cでの導電率, mS/cm)+0.23を用いて換算した値である。

(2) 網走川における定点連続観測の概要

網走川の河口から湖までの河道区間に架かる4つ

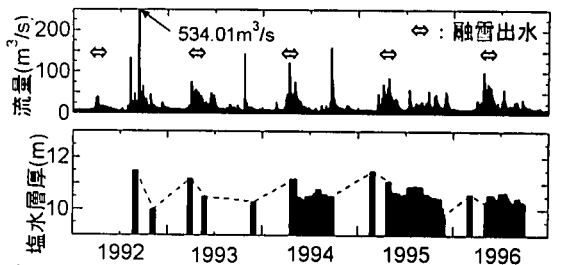


図-6 1992~1996年までの網走湖の下層塩水層厚と網走川(本郷地点)流量の経日変化特性

(下層の塩水層厚は、湖心で計測した塩分濃度の鉛直分布により求めた。この際、塩淡水境界を塩分濃度躍層のちょうど中間と仮定した。融雪出水や大雨に起因する河川流量の急激な増加は、網走湖の塩水層厚を減少させる。)

の橋梁部(網走橋、新橋、鏡橋、大曲橋)において水温、溶存酸素量、塩分濃度、流速の各鉛直分布および水位計測を1時間間隔で48時間連続して行い、大潮時の海水の遡上特性について明らかにした。計測機器はそれぞれ水温計、溶存酸素量計、導電率計(ともにセントラル科学)、プライス式流速計(玉屋商店製)、二次元電磁流速計(アレック電子、NP型水位計(測機舎)であり、各測定項目について鉛直方向に0.5m間隔(海水遡上時は0.25m)で計測を行った。また、1994年8月に行った観測では河川縦断方向の詳細な情報を得るために、上記以外に新橋と鏡橋の中間地点に設置されている梁の上流と下流の2ヶ所においてこれと同様な計測を24時間連続して行った。

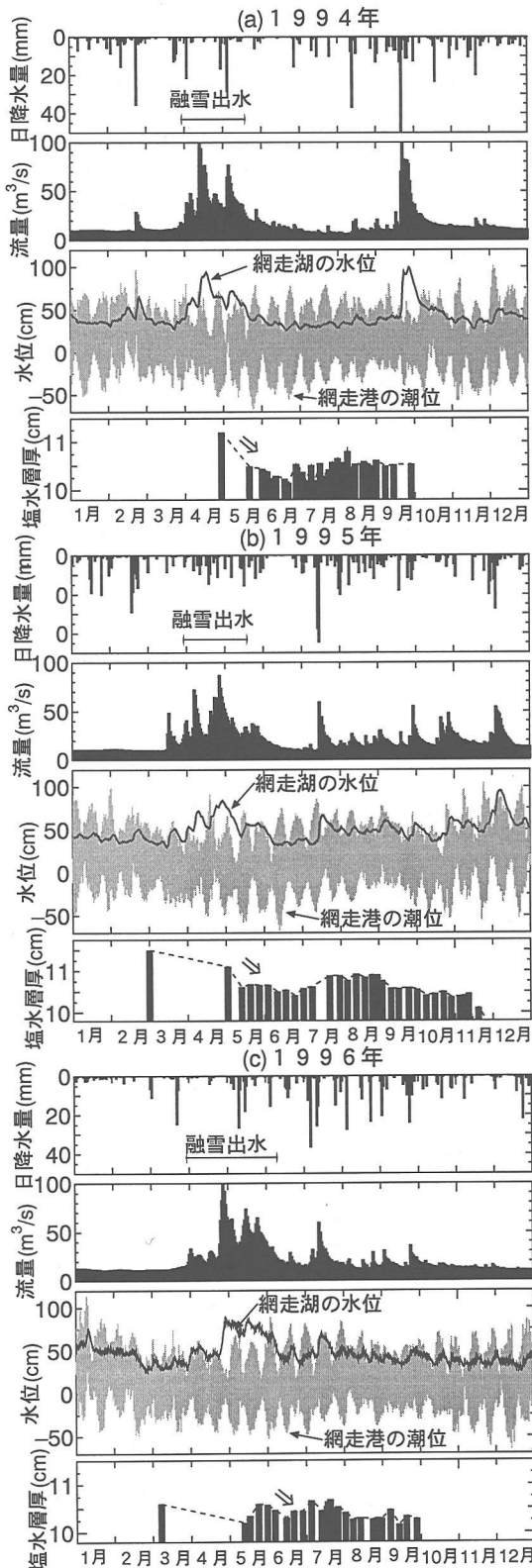


図-7 網走地方の日降水量，網走川の日流量，網走港の潮位変動および網走湖の水位と塩水層厚との因果関係

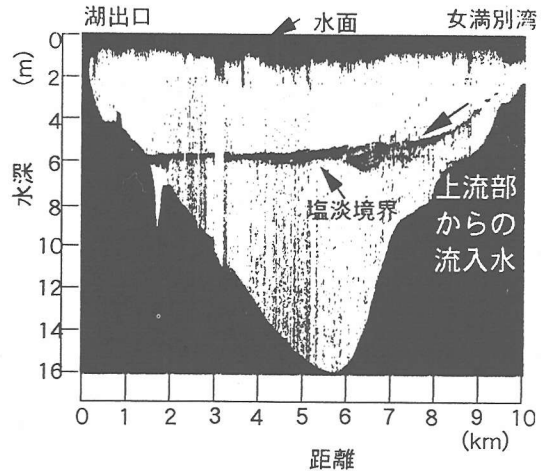


図-8 融雪出水流入時の網走湖長軸方向の超音波の映像 (1997/4/26 10:45~12:00)  
(網走川上流(女満別湾方向)から融雪出水が湖内に流入したときの映像である。融雪出水は、淡水と塩水の中間を楔状に侵入し、その先端は湖心付近にまで達している。)

#### 4. 塩淡水境界面の長期変動特性について

##### (1) 塩淡水境界面の季節変動特性

網走湖における密度成層の実態を把握するため、湖の塩水層厚の増減と密度成層の安定性に注目し、それらの季節的な変動特性について考察を行う。

図-5は、網走湖の湖心における季節ごと(春期(融雪期)、夏期、秋期、冬期(結氷期))の代表的な塩分濃度、溶存酸素量、水温ならびに塩分濃度、水温および水深データから算出<sup>7)</sup>した密度の鉛直分布の測定結果を表している(なお、図中の縦軸は水面からの距離を表している)。これより、湖には水面下5~6mの位置に明瞭な密度境界面が存在し、湖の成層状態は1年を通してかなり安定していることが分かる。しかしながら、季節ごとのデータを比較すると、塩淡水境界水深や各分布形状に大きな違いが見られる。塩淡水境界水深の変化は、湖内塩分量を、また各分布形状の変化は、密度成層の安定性を左右することから、その変動特性は汽水湖の水理・水質環境上重要な因子である。

そこで先ず、湖の塩水層厚の季節変動について検討する。図-6は、最近(1992~1996年)5年間の網走湖の塩水層厚(著者らによる)と網走川の日平均流量の時系列を表したものである。なお、塩水層厚を求めるには、塩淡水境界面の水位を適正に評価する必要がある。冬期のように塩分濃度分布が鉛直方向に緩やかに変化する場合には、それを一意的に決めることは困難であるが、ここでは便宜上、塩分躍層の中心部を塩淡水境界と仮定した。この図から、湖の塩水

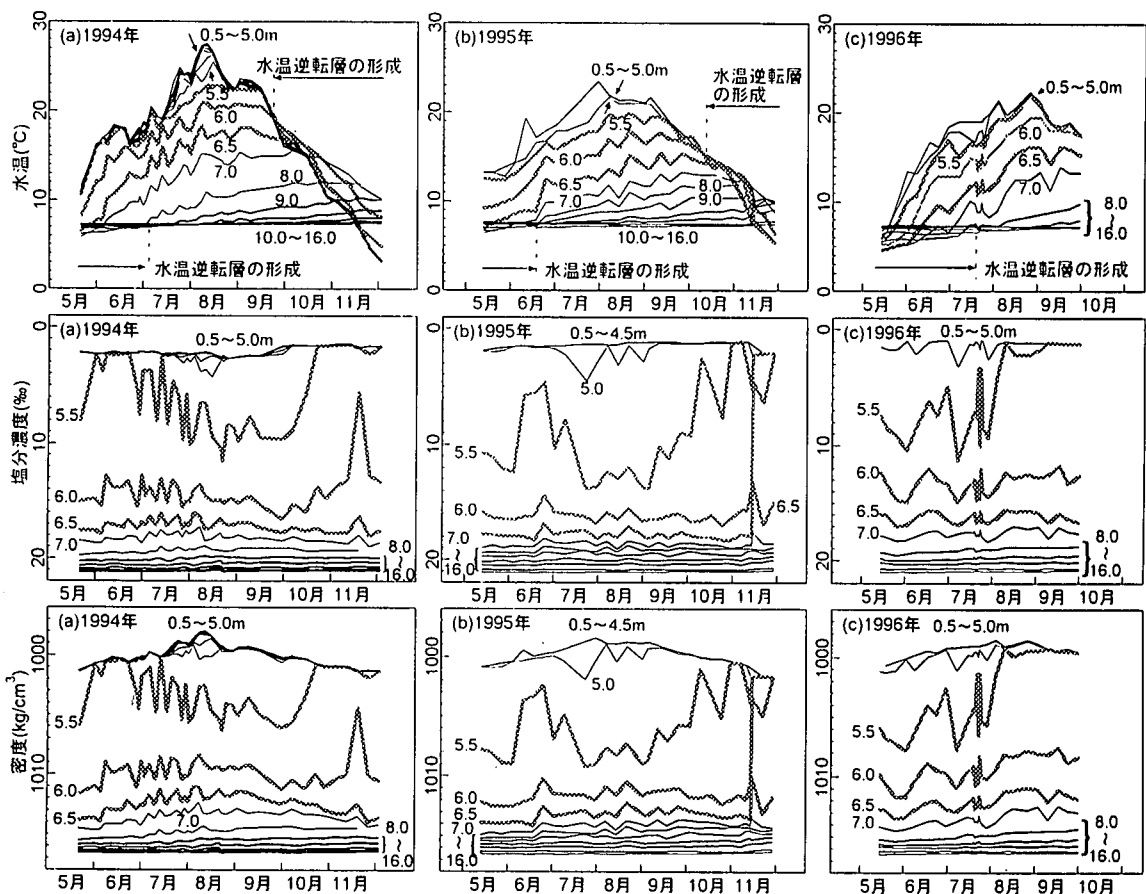


図-9 網走湖の湖心における各標高ごとの水温、塩分濃度、密度の経日変化（標高のマイナス表記については省略）

(a) 1994年, (b) 1995年, (c) 1996年

（網走湖では、毎年10月初旬から6月中旬にかけて水温逆転層が形成されている。これにより、界面付近（標高5.5～6.5 m）の成層状態が不安定になり、局部的な塩-淡水混合現象が生起するため、塩分濃度による躍層が発達する。）

層厚は、網走川の流出特性に大きく依存することがわかる。特に、大雨や融雪(⇒)による洪水直後に、塩水層厚は急激に減少しており、洪水が塩淡水境界水位の上昇を抑制するための調整機能の役割を果たすことがわかる。図-7(a), (b), (c)は、網走川の流量変化が塩水層厚の変動に及ぼす影響を詳述するため、最近3年間(1994～1996年)の網走地方の降水量(図-1◎地点)、網走川流量(本郷地点)、網走湖水位(川尻地点)、網走港の潮位、および著者らが実測した湖の塩水層厚の時系列変化を示したものである。融雪出水(⇒印: 3月下旬～5月中旬にかけて発生)や大雨により生起する洪水は、湖水位の上昇と下層塩水層厚の減少を生じさせる。一方、冬期の少降雨時には、水位低下と塩水層厚の緩やかな増加を引き起こす。このことから、網走湖の塩水層厚の季節変動のしくみは、以下のように考えられる。冬期には、網走湖流域の降雨量の減少と積雪により上流河川からの流入量が減少し、湖の水位は低下する。湖水位

の低下は外海からの海水の逆流入を促進するため、湖内の塩水層厚を緩やかに増加させる。一方、融雪期や台風時期には網走川上流から多量の淡水が湖に流入するため(図-8参照)、下層塩水が湖外に連行され塩水層厚は一時的に減少する。したがって、網走湖における塩水層厚の季節的な変動成分は、その発生因によって3つに大別できる。それらは、毎年3～5月に生じる融雪洪水に起因する定期的な変動成分、大雨に起因する不定期変動成分および潮汐(海水流入)に起因する恒常的な変動成分である。前2者は塩水層厚の急激な減少を、後者は緩やかな増加を導くが、それらの大小関係によって長期的なバランスを保持している。なお、これらの変動要因の中でも融雪出水は、台風の来襲がない場合にその年の最大流量を記録し、かつ網走川の年間の総流量に占める出水量の割合も非常に高いことから、季節変動を支配する最大の要因であることがわかる。

次に、湖の密度成層の安定性について検討する。

図-5を見ると密度分布の形状が季節によって大きく異なっている。特に冬期(●印)の密度分布の実測結果を見ると、夏期のそれに比べ塩淡水境界面が不明瞭となっている。そこで季節による密度構造の違いを鮮明にするため、図-9に1994~1996年までの(冬期を除く)網走湖の湖心部における各標高ごとの水温、塩分濃度、密度(塩分濃度および水温から算定)の経日変化を示す。上層淡水の水温は、水面付近において夏に30℃近くまで上昇し、初冬から春先にかけて急激に低下する。特に、結氷期には湖面が厚さ約1mの氷層に覆われるため、氷層付近の水温は0℃近くまで冷却される。これに対し、下層塩水(標高-6m以深)の水温は、密度成層により上層との熱交換が妨げられるので1年を通してほぼ一定値(5~6℃)を示す。結氷期に塩淡水境界面が不明瞭となる理由は、上層にこのような水温逆転層が形成され、局部的な塩-淡混合が促進されるからに他ならない。これと同様の傾向は、結氷期ほど顕著に現れないが、秋期や春期(融雪直後)の密度構造にも認められる。因みに、これらの季節は、上述の成層不安定の影響に加え、強風の発生頻度が高いことから、1年を通して青潮の発生しやすい時期である<sup>8)</sup>。なお、下層塩水は1年を通して常時無酸素状態にあることがわかる。これは、湖の成層化により上下層間の鉛直混合が阻害され、上層からの酸素供給が断たれることに起因する。網走湖における無酸素化の問題は、このように強固な成層構造に起因することから、その抜本的な対策には湖水の淡水化が必要となる。

## (2) 網走湖の塩淡水境界面の経年変動特性

図-10は、上から1920年~1996年までの網走市の年平均降水量(5年間の移動平均値)、1920年~1996年までの年平均気温(実線:5年間の移動平均値、ともに図-1◎印での観測値)、1956年~1996年までの網走川(河口から21.7km隔てた上流部:本郷地点)の年平均流量、1938~1996年までの網走湖の年平均水位(T.P., 川尻観測所)、1957~1996年までの網走港の年平均潮位、網走湖と網走港の水位差および1925年以降の下層塩水層厚(湖心のデータ)の経年変動を示している。なお、網走地方の降水量・気温および網走港の平均潮位のデータは気象庁網走地方気象台の観測データを、網走川流量、網走湖水位および1925~1986年までの網走湖の塩水層厚のデータは北海道開発局網走開発建設部所有の観測データを引用したものである。この図から網走湖は、元々完全な淡水湖であったにもかかわらず、1925年(大正15年)頃を境に汽水湖に移行し、その後、湖内に形成された塩淡水境界面は長期的に上昇傾向にあることがわかる。

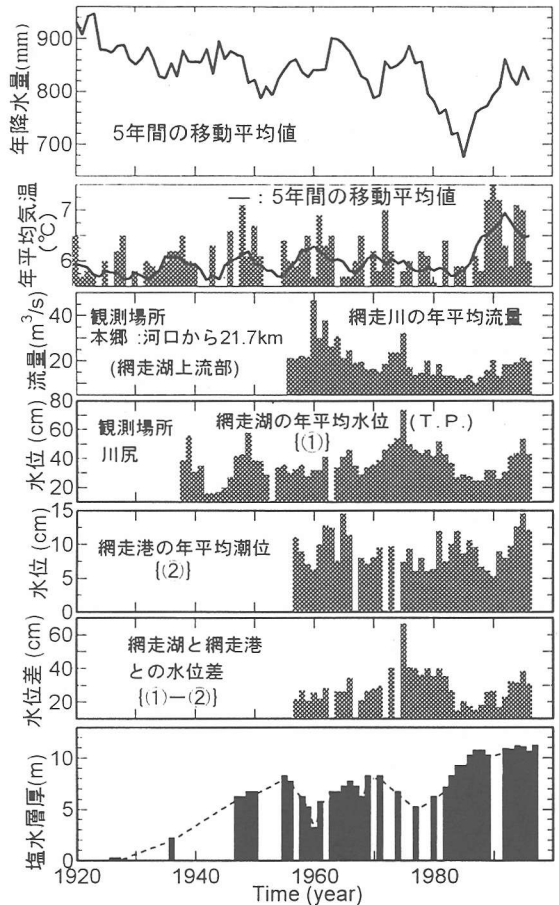


図-10 網走地方の年降水量、気温、網走川の年平均流量、湖水位(①)、網走港の年平均潮位(②)、水位差(①-②)および網走湖の塩水層厚との関係(網走湖は、1925年頃を境に淡水湖から汽水湖に移行し、その後の塩水層厚の長期的な増加は、最終的には、網走地方の少雨傾向に起因して生じている。)

この塩淡水境界面は、これまでに2度の大きな水位低下を経ながらも、長期的には上昇傾向にあり、現在では、水面下6mの位置にまで達している。その間、中期的な上昇局面が3回確認されており、その中でも1978~1986年の8年間は塩淡水境界面上昇が最も激しい時期である。1986年以降は急激な変動が見られず、塩淡水境界水深は中期的にほぼ一定に推移している。なお、網走湖への海水流入の要因としては、網走川の下流河道の変化の影響が考えられる。特に、1931年に(周辺住民の手により自発的に)完了した大規模な河道改修<sup>4)</sup>(図-11参照)は、湖の淡水から汽水化への移行期に符合することから、湖内への海水侵入の主因と考えられる。しかしながら、この点に関する現地データが十分に残されていないことから、本文では、その後の塩淡水境界面上昇傾向のみを分析対象とする。図-10を見ると、網走地方の降水量

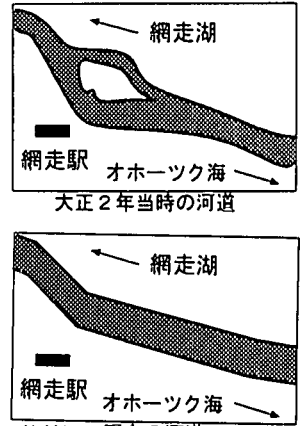
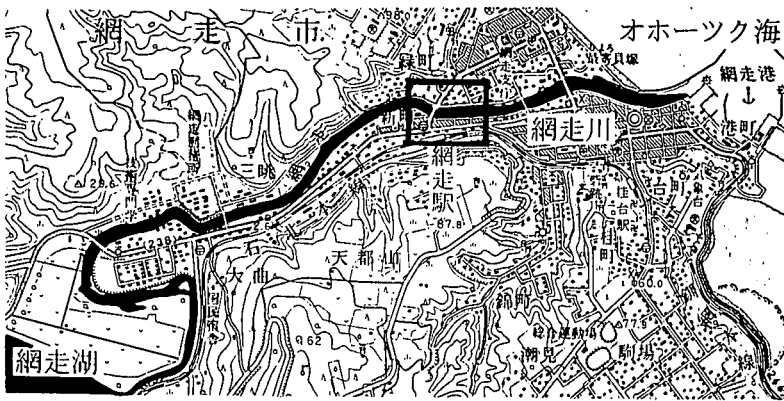


図-11 網走市街を流れる網走川下流河道の変遷図（大正2年時と現在の比較）現在の河道（1928～1931年に大規模な河道改修が周辺住民の手により自発的に行われた。大正2年に現在の網走駅付近（口部）では、河道が二股に分岐していたが、この改修工事により下流河道が線形化され、通水能力が向上した。）

は、下層塩水層厚の増加傾向と対照的に長期的に減少傾向にあることがわかる（1920年～1996年の76年間に900mm～700mmにまで減少している）。特に、1965～1969年の5年間および1972～1984年の13年間に、急激な減少が見られる。この時期は、塩淡水境界面の低下から上昇局面への転換期に相当することから、前節で述べた季節変動のしくみを適用すると、流域降水量の減少がそれ以降の塩淡水境界面の急激な上昇の要因と考えられる。しかしながら、1988年以降の降水量は、増加傾向にあるにもかかわらず、この時期には、塩淡水境界面の変動は見られず、ほぼ一定水位を保持している。その要因を既存のデータから特定することは困難であるが、この時期に急激な気温上昇が見られることから、流域の年平均気温の変化が、界面変動に影響を及ぼす可能性が指摘できる。

このようなことから、網走湖の塩水化と塩淡水境界面の長期的な上昇傾向には、以下のようなメカニズムが作用するものと考えられる。季節変動と異なる点は、網走川下流河道の変遷や少雨化・温暖化など地球規模で進行する環境変化の影響が反映される点である。網走湖流域の降水量の長期的な減少傾向は、湖内に流入する河川流量を減少させる。河川からの流入水量の減少は、湖水位（あるいは湖と外海との水位差）の低下を招き、上げ潮時に海水の逆流流入を促進する。従って、塩淡水境界面上昇過程には、少雨化の影響が長期的レンジで作用することになる。一方、気温上昇は、積雪量を減少させると同時に融雪時期を早める作用を有するため、融雪出水による湖へのピーク流入量を減少させる。これにより、湖の下層塩水の湖外への吐き出し効果が抑制され、結果として湖が有する淡水化機能が阻害される。最終的には、季節変動と同様に網走湖の塩水層厚は、海水の逆流流入量と出水時の下層塩水の流出量の大小関

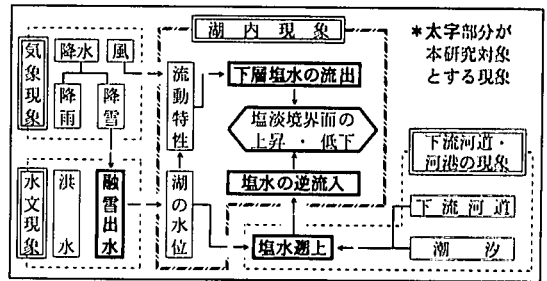


図-12 網走湖における塩淡水境界水位の長期変動のメカニズム

係により決定される（図-12参照）。

以上より、網走湖の塩淡水境界面の長期変動特性は、流域の降水・流出現象などの広域的・長期的な現象（気象・水文現象）と海水遡上・塩-淡水混直混合などの局部的・短期的な現象（水理現象）に依存する。従って、その予測には、時空間的に尺度の異なるこれらの現象を同時に評価する必要がある。さらに、このことは、網走湖の水質や密度構造は、降水・気温などの気象現象の変化を反映したものであり、近年の地球規模で進行する温暖化・少雨化の実態とその水環境への影響を評価するための指標となり得ることを示唆している。

次章では、網走湖における塩淡水境界面の長期変動を支配する網走川の融雪出水特性について考察する。

## 5. 網走川における融雪出水特性について

網走湖における塩淡水境界面上昇傾向の機構を検証するには、下流河道からの海水遡上の他にも降水や融雪による流出特性を視野に入れる必要がある。中でも毎年繰り返される融雪現象は、塩淡水境界面の長期変動を支配する重要な要素であることがわ



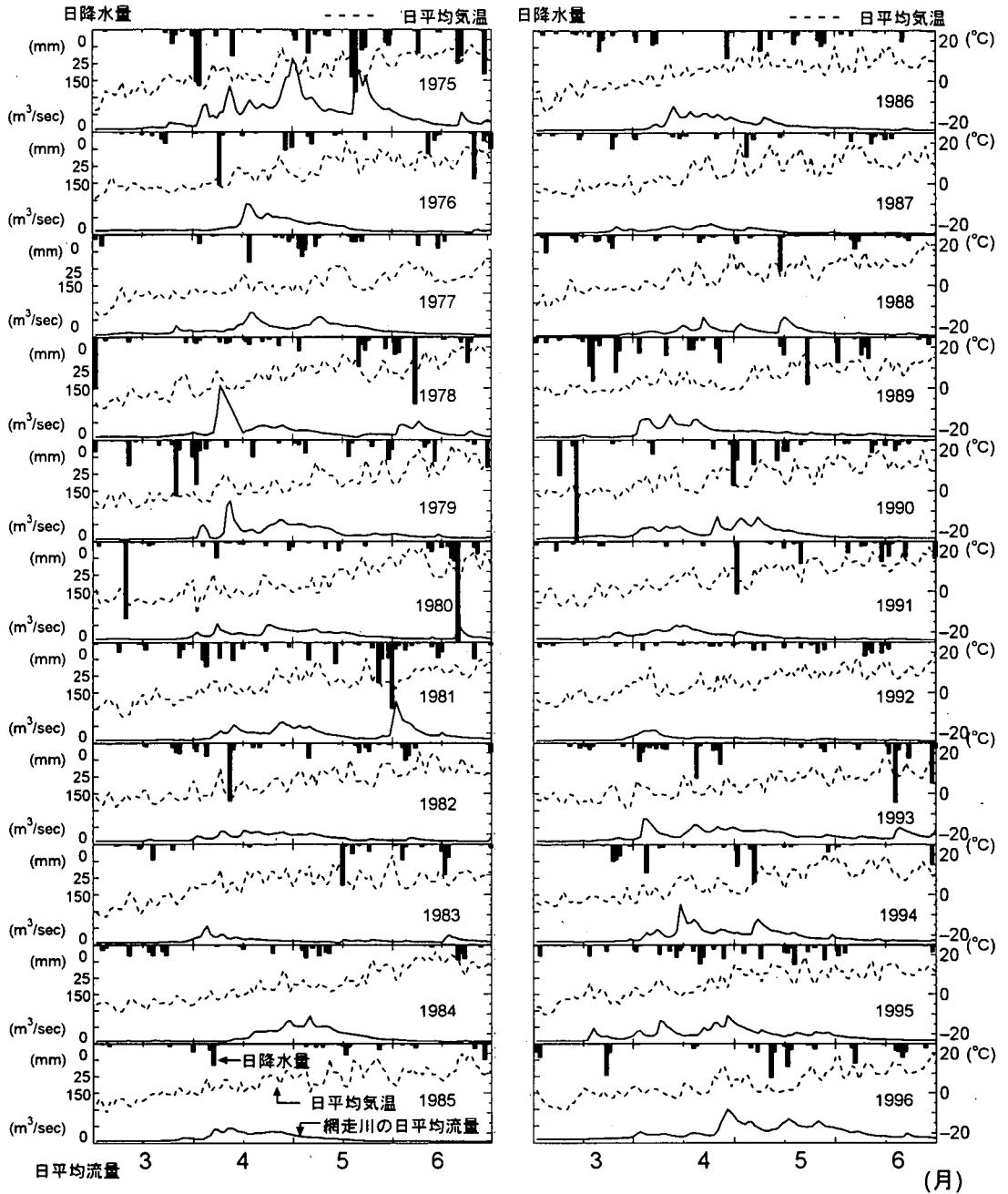


図-13 融雪期間中の網走川の日流量(-), 網走地方の日平均気温(---), 日降水量(■)の経日変化  
 (1975~1996年間の融雪期間中(3, 4, 5月)の流出ハイドログラフを示す。融雪期間中の総流量およびピーク流量の出現時期が、年により異なっている。網走川流量のピーク値の出現時期は、4月中旬から4月下旬にかけて最も多く、3月下旬から4月上旬に現れる場合は、ほとんどの場合に降雨を伴っている。)

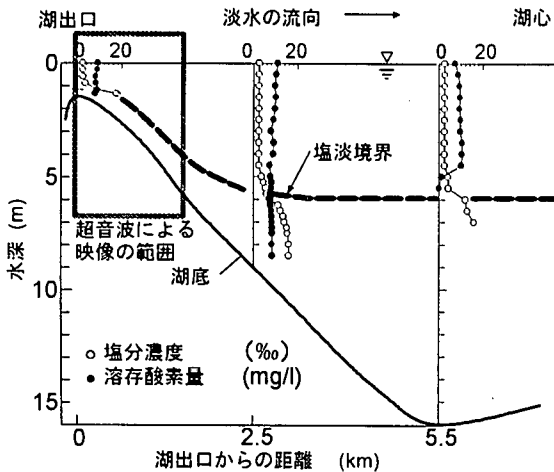


図-14 海水流入時の網走湖下流域における塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布 (1994/8/7 3:30~5:00)  
 (図中の点線は、塩淡境界面の推定位置であり、高濃度の塩水が湖底に沿って流入している。また、湖出口から2.5km地点の下層塩水中の溶存酸素量が零でないことから、海水の侵入は、酸素量の供給も行っている。)

かった。そこで、ここ20年来の融雪期における網走川の流出特性とその経年変化について明らかにする。

図-13は、1975~1996年までの融雪期(3, 4, 5, 6月)における網走川本郷地点(河口から約27km, 湖から約10km上流)の日平均流量および網走地方の日平均気温と日降水量(ともに図-1◎地点)の経日変化を示す。これより、網走川の融雪流量は、1980年以降明瞭なピーク値を示さなくなっていることがわかる。また、1983年頃は、図-10で示したように網走川の1年間の総流量が最も小さい時期であり、融雪期間中の流量もこれに連動して減少している。なお、融雪流出の開始・終了時期、ピーク値の出現時期およびピーク前後の状態が年によりかなり異なっている。融雪による流量増加の開始は、4月中旬から4月下旬にかけて最も多く見られるが、早い時期には3月下旬から4月上旬に現れる。このような融雪出水の特性は、2月中旬から3月上旬に一時的な流量増加を生じる本州型の出水特性には見られない北海道特有のものであり、3月下旬や4月上旬に生じる流量増加はほとんどの場合に降雨を伴っている。

## 6. 網走湖における湖水と海水の交流特性

### (1) 網走湖における海水(塩水)の流出入特性

網走湖における塩淡境界面の長期変動特性を明らかにするうえで、大雨や融雪に伴う流出特性が重要な因子であり、かつ、網走川の融雪出水期のピーク流量やその出現時期および融雪出水量が年によって

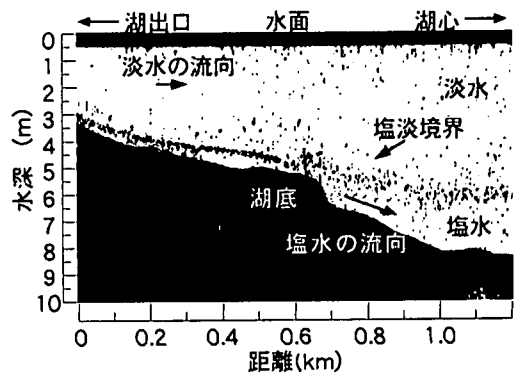


図-15 海水流入時の網走湖出口付近の超音波(周波数107 kHz)の映像(1994/8/7 4:21~4:27)  
 (海水が上層の淡水と混合することなく、湖底に沿って流下する様子が確認できる。)

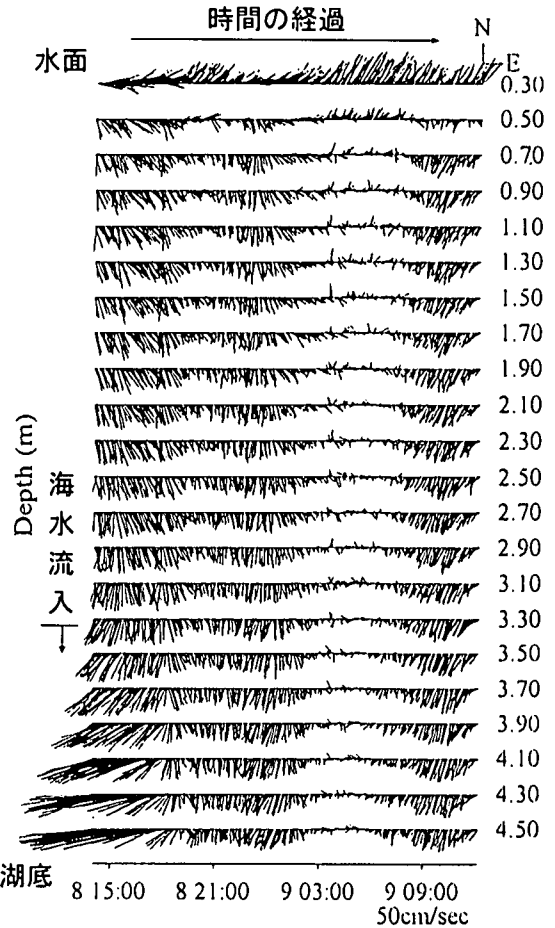


図-16 海水流入時の網走湖出口付近の流速分布 (1995/11/8 15:00~11/9 9:00)  
 (湖底にADCP(周波数2400kHz)を設置して連続計測したもの。海水の流入時には、湖底付近に湖長軸方向の速い流れが確認できる。)

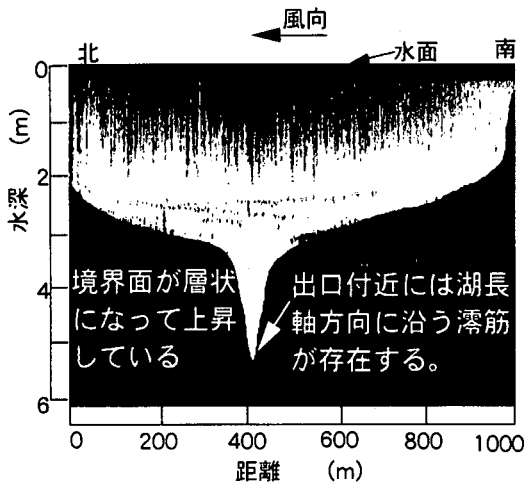


図-17 網走湖出口付近における短軸方向の超音波の映像  
(湖出口付近の湖底には、中心軸に沿って滞筋が形成されている。湖内に流入した海水は、この滞筋に沿って流下するものと考えられる。)

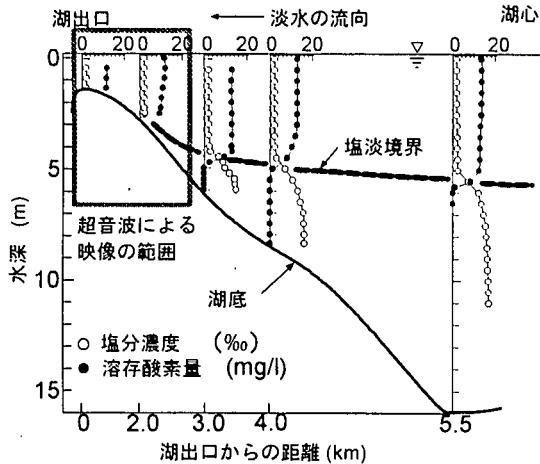


図-18 湖内塩水流出時の網走湖下流域における塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布 (1994/4/29 15:00~16:00)

大きく異なることがわかった。ここでは、網走湖の塩水化に直結する海水(塩水)の流入特性とその水理機構を明らかにすることを目的に、湖内塩水の流出期である融雪時期と海水流入期(大潮時期)を対象に湖と網走川との連結部において塩分濃度、溶存酸素量および成層界面の挙動に関する観測を行った。

#### a) 海水流入時の挙動

図-14は、海水流入時(1994年8月7日3:30~5:00, 大潮)の網走湖下流域における塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布を示したものであり、図-15は、そのときの湖出口付近(図-14□印)における界面挙動を魚群探知機を用いて映像化したものである。図-16は、同じく大潮前後(1995年11月8日13:00~10日13:00:大潮)の湖-河川連結部(図-1⑤地点)における流速分布(ADCP)の時系列を表している。これより、網

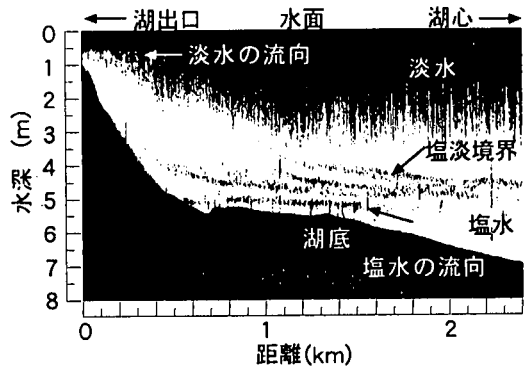


図-19 湖内塩水流出時の網走湖出口付近の超音波(周波数107kHz)の映像(1994/4/29 15:45~15:58)

(吸い上げ型の塩水流出時の代表的な映像である。下層塩水が湖出口方向に吸い上げられるように流出している。なお、映像中の多層構造は、塩淡水混合に伴う密度の揺らぎか、界面付近に高濃度に分布する浮遊物質の界面からの剥離により形成されたもの。)

走川を遡上し、湖内に流入する海水は上層淡水と混合することなく湖底に沿うように流下することがわかる。湖に流入する海水の塩分濃度は約20‰であり、これは湖下層塩水の塩分濃度に相当する。また、そのときの溶存酸素量は流入部(図-14では、「湖出口」と記した地点)で約10mg/l、そこから2.5km地点(水深10m)の下層においても8mg/lと高い値を示すことから、外海からの海水の流入は塩分量の供給だけでなく酸素量の供給をも同時に行っている。海水流入時の流速分布(図-16)を見ると、鉛直方向に流向が時計回りに変化しており、表層付近(水面下0.5m)、中間層付近(水面下0.7m~3.5m)および下層付近(水面下3.7m以深)を境にその流況が大きく異なることがわかる。表層付近の流況とそのときの風況とを比較すると、表層には吹送流が発達していることが確認できる。また下層部には、約3時間(8日15:00~18:00)にわたり北東から南西方向に20~30cm/sの強い流れが一時的に発生している。この時間帯は満潮時から3~4時間(網走港から湖に海水が到達するのに要する時間、6(2)節参照)後に相当し、かつ下層流れは中間層内の安定した流れとも明らかに流況が異なっていることから、この流れは海水の逆流入により生じたものと推察される。なお、湖出口付近の湖底には中心軸に沿って滞筋が形成されており(図-17参照:湖短軸方向(図-1の経路b)超音波による映像)、海水流入時の流向がほぼこれに一致することから、湖に侵入した海水は中心線を滞筋に沿って流下するものと考えられる。観測時の諸々の制約により海水流入時の挙動を魚群探知機と流速計(ADCP)を用いて同時に観測することはできなかったが、この2回の観測結果により大潮時の海水侵入時の挙動を定性的に把握することができた。

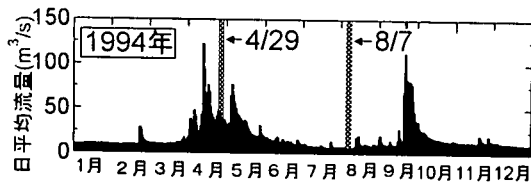


図-20 融雪期間中の網走川（本郷地点）の流出ハイドログラフ（図中の棒線は、それぞれ海水流入時（4/29）および塩水流出時（8/7）の観測日を示す。）

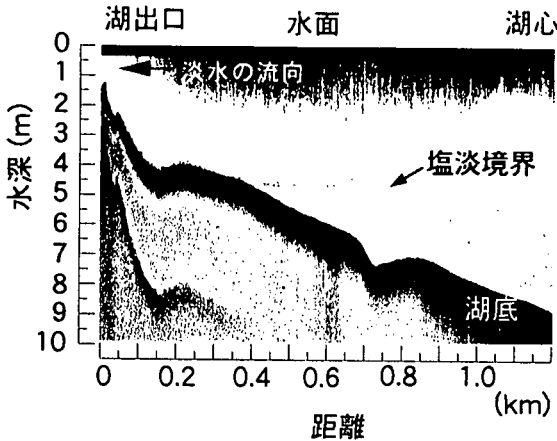


図-21 湖内塩水流出時の網走湖出口付近の超音波（周波数107kHz）の映像（1995/5/1 12:20～12:45）  
（進行型の塩水流出時の代表的な映像である。下層塩水は、湖内で上層淡水と混合した後に湖外に流出するため、塩淡水境界面が不明瞭になっている。）

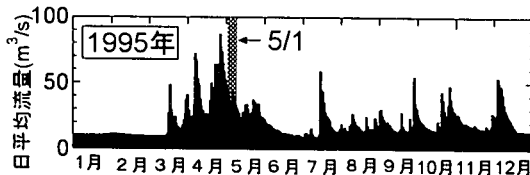


図-22 融雪期間中の網走川（本郷地点）の流出ハイドログラフ（図中の棒線は、塩水流出時（5/1）の観測日を示す。）

#### b) 融雪期における下層塩水流出時の界面挙動

図-18は、網走湖下流域における下層塩水流出時（融雪期：1994年4月29日）の塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布を示したものであり、図-19は、そのときの湖出口付近（図-16の□印）における界面挙動を超音波により映像化したものである。図-20は、融雪期間中の網走川上流部（本郷地点、河口から27.1km）における日流量の時系列を表している。図-18より湖出口付近（淡水層内）の塩分濃度が湖心付近のそれに比べ僅かに高い値（3～4%）を示していることがわかる。観測期間中の湖出口付近の淡水の流れは、常時順流（上流から下流方向の流れ）であり、かつ湖上流の本郷地点（河口から21.7km）における日平均流量が約50m<sup>3</sup>/sと平水時に比べかなり多いことから、

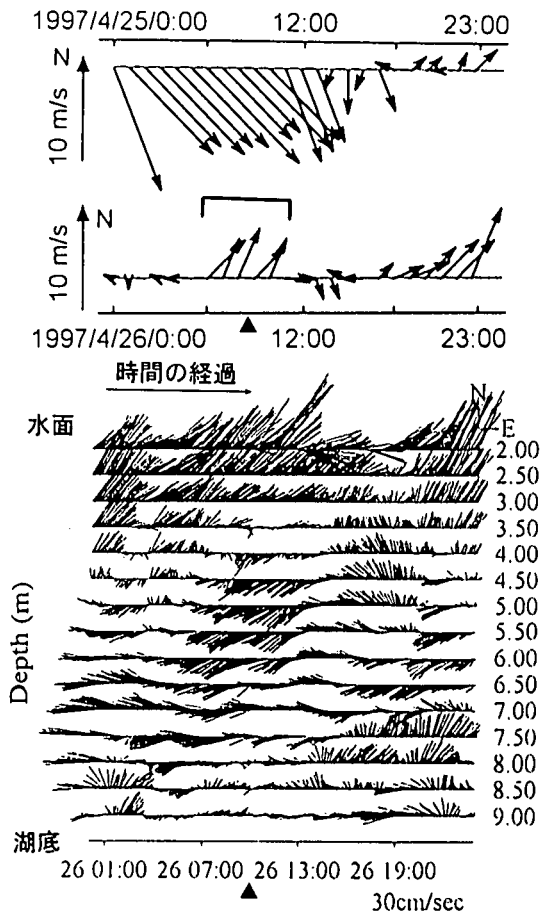


図-23 湖内塩水流出時の網走湖出口付近の流速分布（1997/4/26 1:00～4/27 1:00）

（湖には、強風の連吹（湖の長軸方向南から8m/sの風が約5時間連吹している：一線部）により吹送流が発達している。▲印の時間帯は、塩分濃度、溶存酸素量の計測時間を示す。）

湖出口部の塩分反応は融雪出水の流入により下層塩水が湖外に吐き出されたことを示している。超音波の映像を見ると下層塩水が湖出口方向に吸い上げられるように吐き出される様子が確認できる。なお、本映像には、塩淡水境界付近に明確な多層構造が認められるが、これは上下層間の速度差に起因する塩淡水混合に伴う密度のゆらぎか、あるいは界面付近に高濃度に分布する浮遊物質の界面からの剥離によって形成されたものと考えられる。一方、図-21, 22は、それぞれ1995年5月1日（融雪期）の網走湖出口付近の超音波による映像と、網走川（本郷地点）の日流量の時系列を表している。この時の界面は、1994年の流出時（図-19）に比べ、視覚化できない程不明瞭な状態になっている。なお、本観測では、湖内における塩分濃度の測定が困難であったので、下層塩水が湖外に流出したかどうかについての確証を得ることは

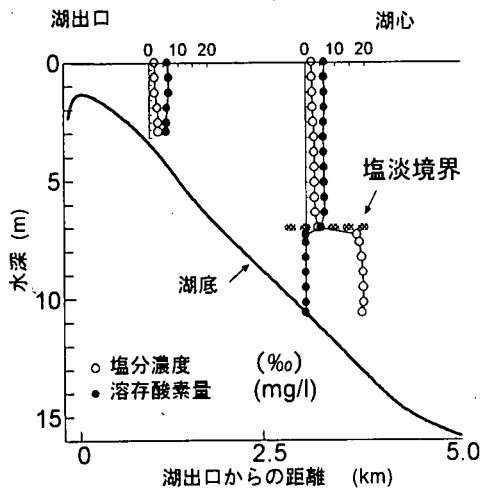


図-24 湖内塩水流出時の網走湖下流域における塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布 (1997/4/26 9:00~10:00) (網走湖の出口付近に5‰程度の塩分濃度の反応が確認できることから、下層塩水が湖外に流出していることがわかる。)

できなかった。しかしながら、本郷地点における日平均流量は約40m<sup>3</sup>/sと多く、かつ観測期間中の湖上層の流れはこの融雪出水の流入により常時順流方向であったことから、下層塩水の一部が湖外に連行されたものと考えられる。融雪時期のこの2つの映像を比較すると、流出時の挙動に明瞭な違いが認められる。この事実は、下層塩水の流出形態が以下に述べるような2つのタイプに分類できることを示唆するものである。1つは、成層不安定により上層淡水と混合した状態で湖外に連行されるタイプ(連行型)であり、この場合は塩淡水界面がかなり不明瞭になることが予想される。もう1つは、湖内と湖出口の塩淡水境界上における2点間の水頭差(動水勾配)、あるいは湖出口での負圧の発生により流出するタイプ(吸い上げ型)であり、この場合は、塩淡水界面が明瞭に保持される。このような下層塩水の流出機構やその流出量を把握するには、流れに関する物理的な考察が必要となる。そこで、融雪出水期に湖出口付近において、従来の超音波による観測に加え、ADCPによる流動観測を行った。図-23は、1997年4月26日に④地点(図-1参照)で計測した塩水流出時における流速分布の時系列とそのときの風向・風速データを、図-24は、26日9:00頃の塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布を表している。また、図-25は、水面からの距離に対応した湖南北方向(長軸方向)流速のスペクトルを表している。なお、観測時には融雪流量のピークは過ぎていたが、日平均流量(河口から27.1km)は約30m<sup>3</sup>/sと冬期に比べ多いことから、融雪流出は依然として継続していたことがわかる。湖流出口の

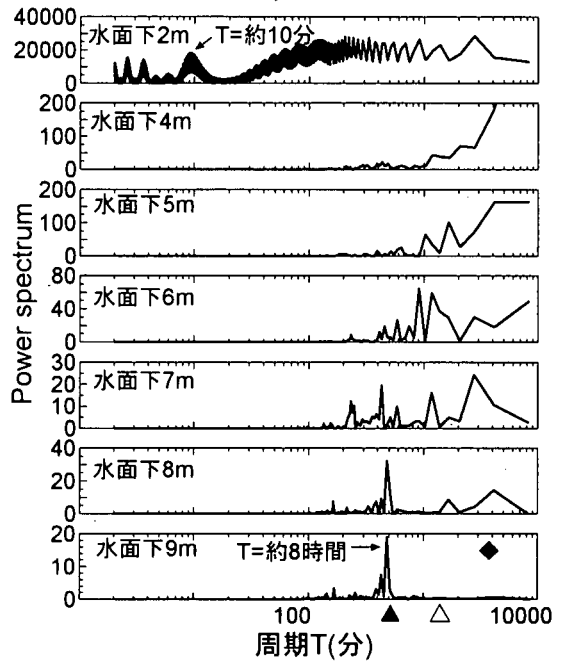


図-25 融雪期における網走湖出口付近の南北方向流速の各水深ごとのスペクトル (1997/4/21 13:00~4/28 13:00)

(湖流変動の卓越周期は、下層部で約8時間(▲)、中間層で約24時間(△)、上層部で約10分と約48時間(◆)である。前者は網走湖における内部セイシュに、後者の約10分の変動周期は表面セイシュの周期に一致する。このことから、観測期間中の網走湖の流動は、主に風の停止に起因する表面セイシュ、内部セイシュに支配されていることがわかる。)

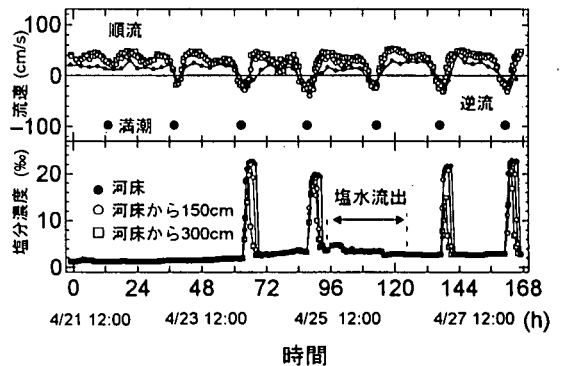
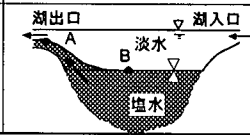
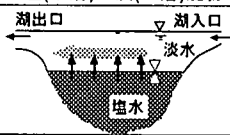


図-26 大曲橋地点における流速、塩分濃度の観測結果 (1997/4/21 11:00~4/27 10:00)

(図中の矢印の時間帯に、大曲橋地点では5‰の塩分濃度の反応が確認できる。この時間帯はちょうど干潮に相当することから、この塩分反応は湖内塩水の流出によるものと推察できる。)

流速データや超音波の映像からも確認できるように、融雪出水による下層塩水の流出挙動を明確に捉えることはできなかったが、湖出口部と大曲橋地点における塩分濃度の計測から、湖内塩水の流出を確認している。即ち、大曲橋地点では、下げ潮時(順流時)

表-2 網走湖における下層塩水の流出形態の分類

分類	吸い上げ型	連行型
成因	融雪や大雨による出水	
影響因子	塩淡水境界面の変動(青湖・内部セイシュ)、吹送流の発達	
物理機構	A, B間の界面上の水頭差	塩(下層)ー淡水(上層)混合
模式図		

に約10時間にわたり3~5 程度の塩分濃度の反応が(図-26の矢印の区間)、また湖出口部では水面下2m以深に5 程度の塩分濃度の反応がそれぞれ確認されている(図-26)。しかしながら、融雪による河道流量が前出の2回の流出期に比べ少ないことや、満潮時にはほとんどの場合に大曲橋地点まで海水が到達することから(図-26)、融雪出水による湖内塩水の吐き出し効果は小さいものと推察される。一方、観測期間中(26日6:00~9:00)の風向・風速および湖出口部の流向・流速データを見ると、長軸方向南(湖の上流から下流方向)から強風(約8m/s)が連吹しており、湖内には、これによる吹送流の発達を確認できる。また、観測時の約24時間前には、北北西から10m/s以上の強風が12時間連吹(1997/4/25 1:00~12:00)し、その後急停止している。網走湖の南北方向流速のスペクトルを見ると、表層で約10分と約48時間、中間層で約24時間、下層で約8時間の変動周期が卓越していることがわかる。網走湖の長軸方向に発生する表面セイシュと内部セイシュの周期を以下の式で求めると、それぞれ約20分と約8時間になり、これらは表層と下層部の卓越周期に一致する。

$$T_s = \frac{2L}{\sqrt{gh}} \quad (1)$$

$$T_i = \frac{2L}{n} \sqrt{\frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \frac{h_1 + h_2}{gh_1 h_2}} \quad (2)$$

ここに、 $T_s$ : 表面セイシュの周期、 $T_i$ : 内部セイシュの周期、 $L$ : 湖の長軸方向距離(8000m)、 $h$ : 全水深(16m)、 $h_1$ : 上層水深(6m)、 $h_2$ : 下層水深(10m)、 $\rho_1$ : 上層水の密度(1000kg/m<sup>3</sup>)、 $\rho_2$ : 下層水の密度(1014kg/m<sup>3</sup>)、 $n$ : モード(1)である。

このようなことから、このときの塩水流出は、強風による吹送流の発達か、強風停止に伴う内部セイシュの発生により湖出口付近の界面が一時的に上昇し、これに融雪出水による連行作用が加わって生じたものと考えられる。以上より、融雪出水期の塩水流出形態を分類すると表-2のようである。

## (2) 網走川における海水の遡上特性

網走川に架かる主要な4つの橋梁部(大曲橋、新橋、鏡橋、網走橋)および湖出口の5ヶ所において水位、流速、塩分濃度、溶存酸素量、水温および界面挙動に関する現地観測を行った(図-1、表-1参照)。観測では、結氷期に約24時間(1潮汐分:但し1997年2月のみ48時間)、それ以外の季節に約48時間(2潮汐分)の連続計測(通常1時間、海水通過時に15~30分間隔)を行うとともに、小型船を用いて塩水遡上時の界面挙動と流速分布に関する定点観測を行った。図-27(a)~(f)は、網走橋(河口から1.0km)、新橋(河口から2.0km)および大曲橋(河口から5.0km)地点の最深部において計測された海水遡上時(大潮時)の水位、塩分濃度および流速分布の時系列変化を示したものである。流速の測定には、プライス式流速計と2次元の電磁流速計を併用しており、図中の符号は、プラスが順流方向(湖から河口方向)を、マイナスが逆流方向(河口から湖方向)を示している。

### a) 潮汐にともなう網走川の水位変動

観測地点はいずれも網走川の感潮域(河口から7km以内)に位置するため、各地点の水位は潮汐の影響を大きく受ける。網走港の潮位変動の振幅は平均すると約50cmであるが、上流に伝播するほど減衰し、河口から5kmに位置する大曲橋地点での水位変動は、その半分以下にまで減少している(例えば図-27(f)大曲橋○印)。大曲橋地点と網走港の2点間(約5.0km)の水位変動の位相時間差は、図-27(d)のケースを除いてほとんど確認することができない。そこで、両地点間の水位変動の位相時間差( $\Delta T$ )を長波の波速( $C = \sqrt{gh}$ 、 $g$ : 重力加速度、 $h$ : 河道の平均水深(3m))を用いて算定( $\Delta T = D/C$ 、 $D$ : 河口から大曲橋までの河道距離(5km))したところ、約15分であった。従って、今回の1時間ごとの計測ではそれを明確に捉えることは困難である。

### b) 塩水遡上時の塩分濃度と流速分布特性

図-27(a)~(f)を相互に比較すると、大潮時に網走川を遡上する海水の混合形態は、観測日時・地点により異なることがわかる。一般に、海水遡上時の混合形態に影響を及ぼす因子として、潮汐、河川流量、河床形状、風などが挙げられる<sup>2)</sup>。しかしながら、本研究対象の河道区間は、潮汐と上流河川からの流入の影響が卓越する水域であるため、それ以外の因子については省略することが可能である。そこで潮汐と湖内への河川流入の影響を同時に評価することのできる指標を導入し、観測結果の解析を行う。ここでは最も簡便な指標である高高潮時の潮位と湖水位との差( $\Delta H$ :以下、水位差と呼称する:図-28参照)を用いることにする。

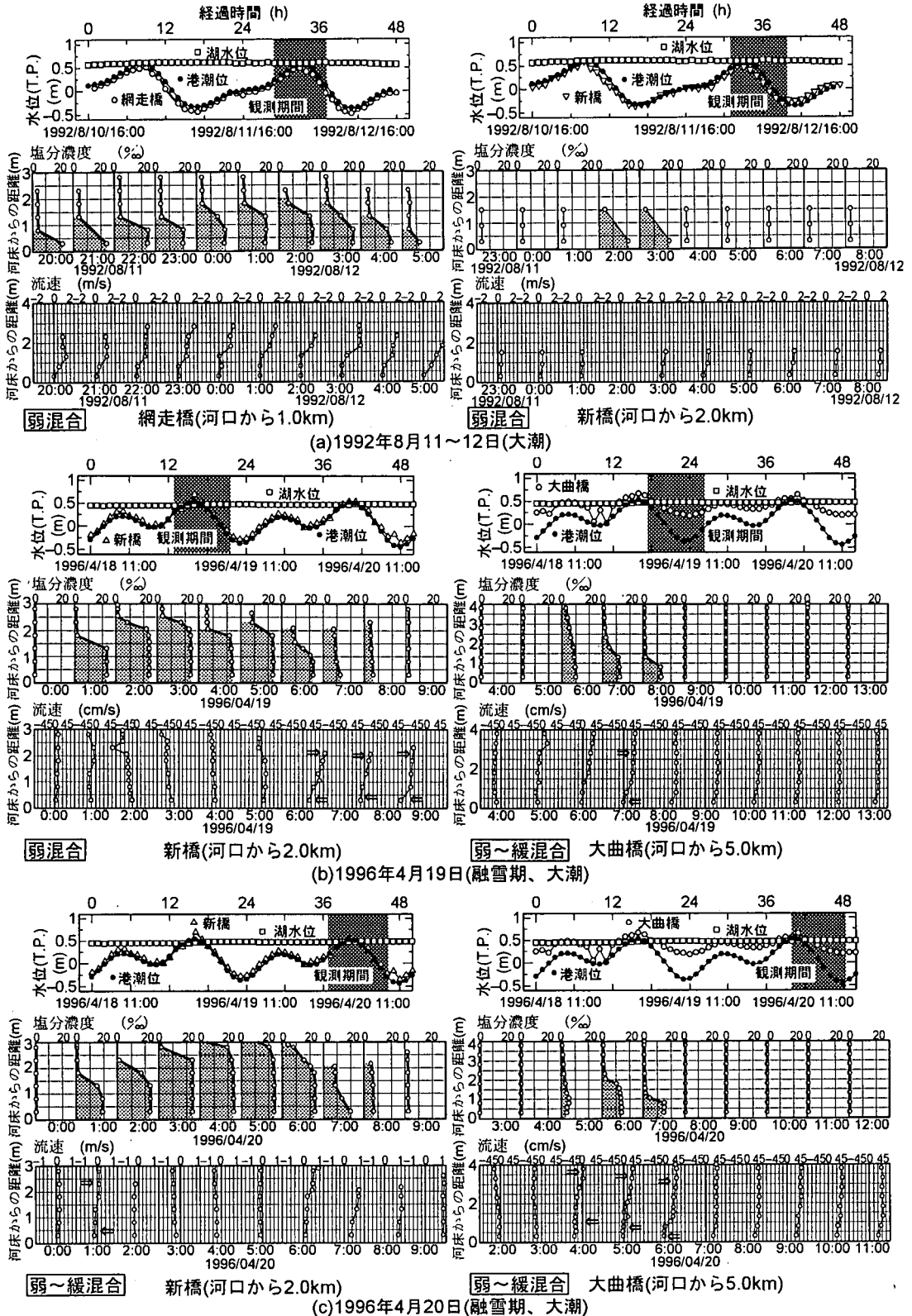


図-27 海水遡上時の網走橋, 新橋, 大曲橋地点の最深部における塩分濃度, 流速の鉛直分布 (1992年8月~1996年4月までの各橋梁部における海水遡上時の代表的な塩分濃度, 流速の鉛直分布の時系列を示す。)

(a) : 左側 網走橋地点 (河口から1.0km)

右側 新橋地点 (河口から2.0km)

(b) ~ (c) : 左側 新橋地点 (河口から2.0km)

右側 大曲橋地点 (河口から5.0km)

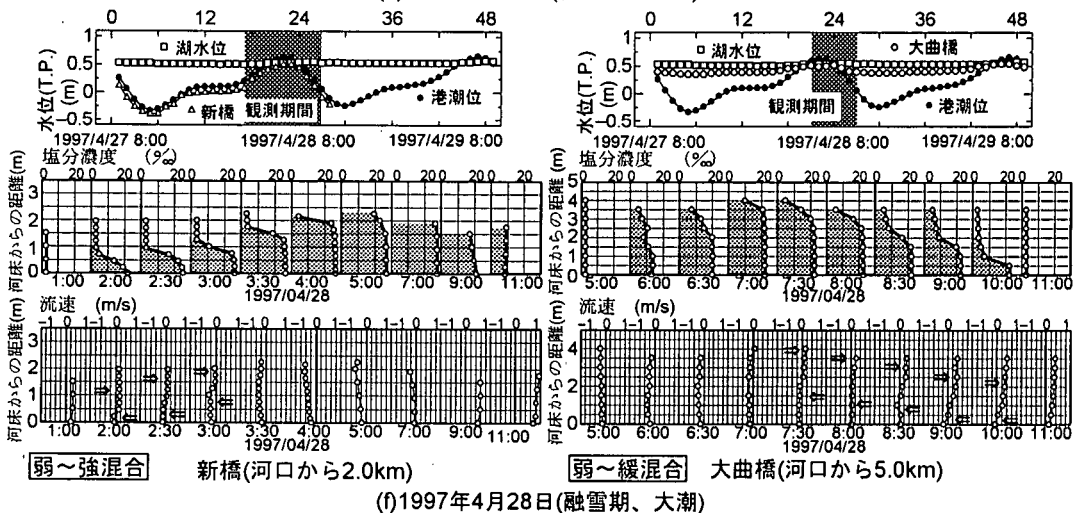
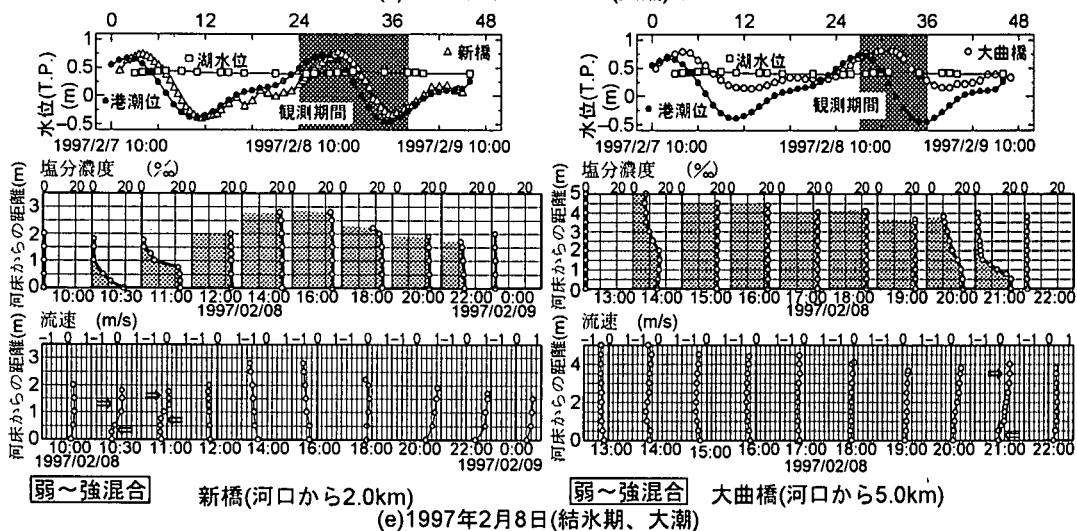
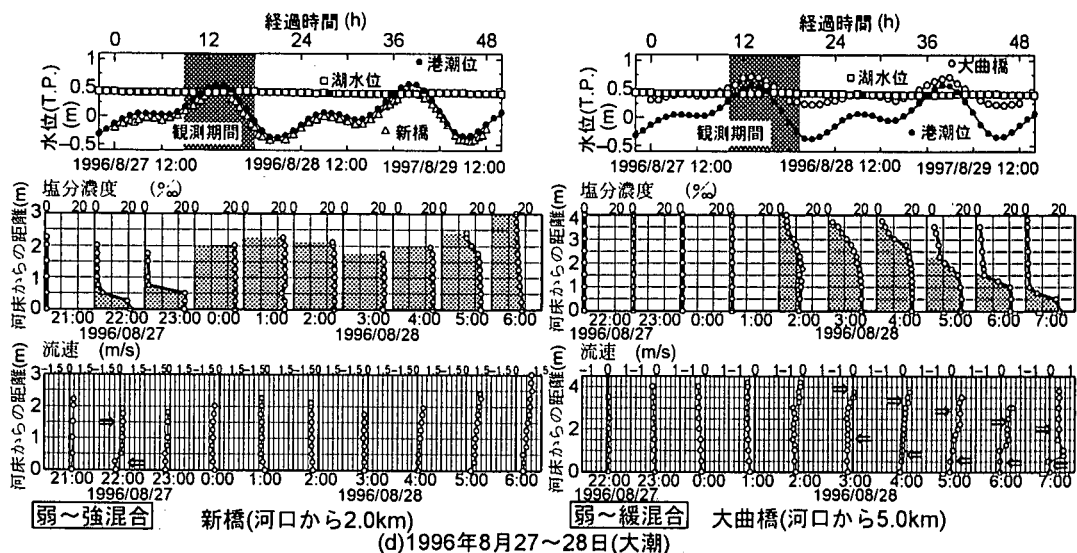


図-27 海水遡上時の網走橋、新橋、大曲橋地点の最深部における塩分濃度、流速の鉛直分布 (1996年8月～1997年4月までの各橋梁部における海水遡上時の代表的な塩分濃度、流速の鉛直分布の時系列を示す.) (d)～(f) : 左側 新橋地点(河口から2.0km) 右側 大曲橋地点(河口から5.0km)



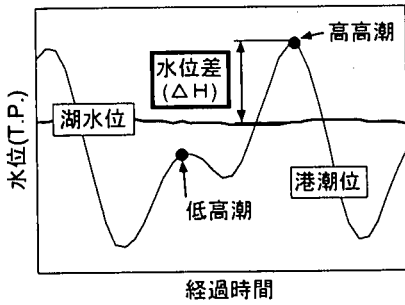


図-28 水位差 ( $\Delta H$ ) の定義  
 (網走湖の上流側の影響(河川流入)と下流側の影響(潮汐)を同時に考慮できる簡便な指標として導入する。)

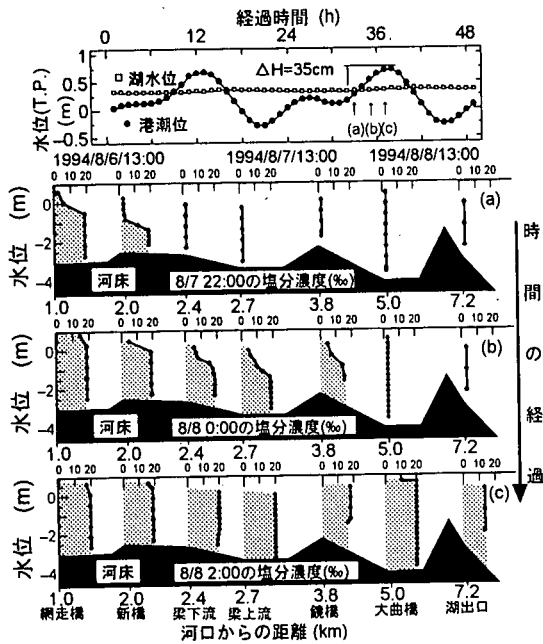
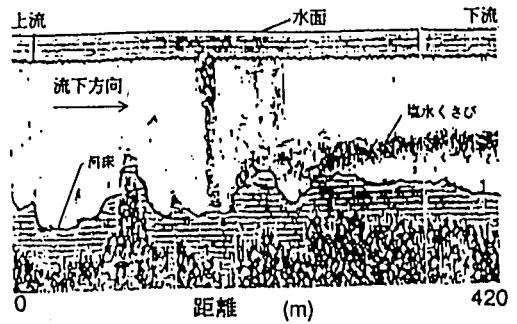
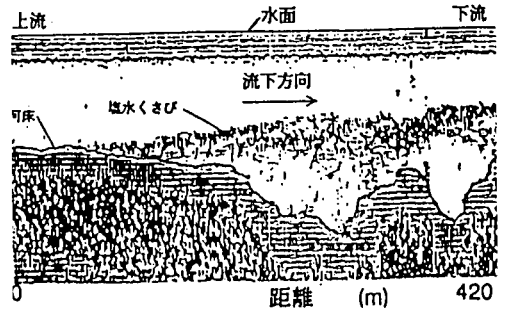


図-29 水位差の比較的大きいときの代表的な海水の遡上パターン (1994/8/7 22:00~8/8 2:00)  
 (水位差 ( $\Delta H$ ) が35cmのときの海水遡上時の混合形態を示す。当初、弱混合で遡上する海水は、遡上時間の経過・遡上距離の増加に伴い次第に強混合へと移行する。)

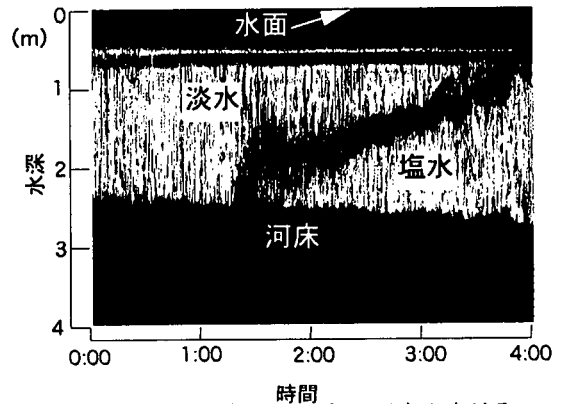
これらの図から、海水は一般に水位差 ( $\Delta H$ ) が大きい場合は強混合、小さい場合は弱混合の形態で遡上する傾向を示すことが確認できる。前者によく見られる海水遡上のパターン(例えば図-27(e))は以下のようなものである。新橋付近(河口から2.0km地点)では、上げ潮時に塩分濃度は河床から水面にかけて階段状に増加し(弱混合)、高高潮を過ぎる頃には水深方向にほぼ一様分布(強混合)となっている。これに対し、大曲橋付近(河口から5.0km地点)では、塩分濃度は水深方向に一様に増加(強混合)している。図-29に、そのような遡上パターンの典型的な例を示す。これより、弱混合の形態で河道内に侵入する海水は、遡



(a) 1993/11/17 12:23~12:27



(b) 1993/11/17 13:10~13:18



網走川(新橋、河口から2.0km)における超音波による観測結果  
 (c) 1997/4/28 0:00~4:00

図-30 新橋地点を通過する海水先端部の映像  
 (a), (b) 上流から下流に移動しながら観測したもの。  
 (c) 新橋地点に船を停止させて観測したもの。  
 (新橋付近を遡上する塩水楔の先端形状は、地形の影響を受けて丸みを帯びたものと平らなものに区分できる。)  
 上時間と遡上距離に伴い弱~緩混合に移行し、湖出口に到達するころには、塩水の遡上区間で全て強混合に遷移することがわかる。下げ潮時には、これとは反対に、新橋での塩分濃度は、水深方向に一様に減少するのに対し、大曲橋では、水面から河床に向けて階段状に減少する。なお、図-30(a), (b), (c)は、弱混合の形態で新橋付近を遡上する海水先端部の超音波の映像を示したものである。これより

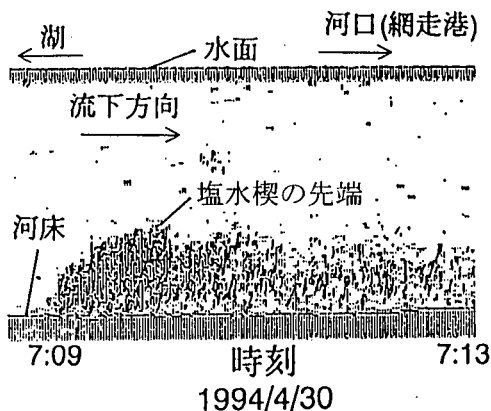
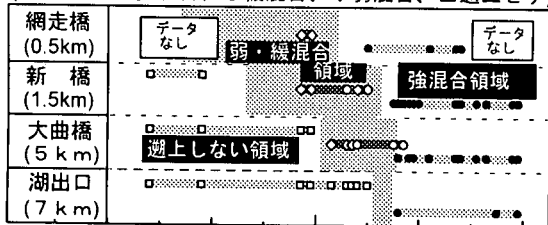


図-31 大曲橋地点を通過する海水先端部の映像

(海水が大曲橋地点を弱混合の形態で遡上する場合の超音波(周波数400kHz)の映像を示す。カルマンヘッドを形成しながら遡上する様子が確認できる。)

(混合形態: ●強混合、○緩混合、◇弱混合、□遡上せず)



( )内は、-40 -20 0 20 40  
河口からの距離 ΔH(=港の最大潮位-湖の水位) (cm)

図-32 海水の遡上形態と水位差(ΔH)との関係

(ここで言う海水の遡上形態とは、遡上期間中の最終的な混合形態を示す。例えば、遡上しながら弱混合から強混合に移行した場合は、強混合とする。また、水位差とは、湖水位と網走港の高潮位との差を言う。一般に、水位差が大きい場合は強混合、小さい場合は弱混合の形態で遡上する。海水が網走湖に流入する場合は、水位差が16cm以上のときである。)

河床形状の影響により楔の先端形状が丸みを帯びたものから平らなものへと変化する様子が確認できる。一方、後者(ΔHが小さく、融雪期に多い)の代表的な遡上パターンは、弱混合の形態で新橋を遡上し、大曲橋には到達しないか(例えば図-27(a))、したとしても緩もしくは弱混合の形態で遡上(例えば図-27(b))する場合のいずれかである。図-31は、このときの挙動(ΔH=2cm:1994年4月30日 7:09~7:13)を超音波を用いて映像化したものである。海水が大曲橋地点を楔状に遡上し、その先端にはカルマンヘッドを形成している。

次に、海水遡上時の流速分布について簡単に触れる。海水が強混合、緩混合で遡上する場合(例えば、図-27(d))の流速分布は、鉛直方向にほぼ一様であ

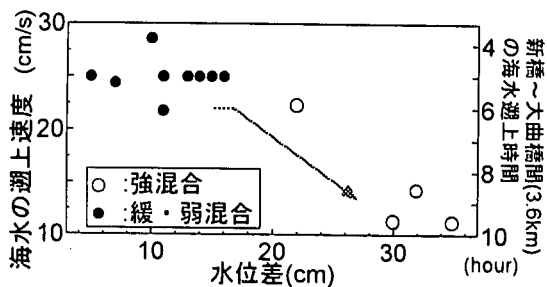


図-33 実測時より求めた新橋~大曲橋間の海水の到達時間と水位差(ΔH)との関係

(海水の遡上速度は、ΔHが大きく強混合(○)の形態で遡上する場合には、弱混合(●)の場合よりも遅い。)

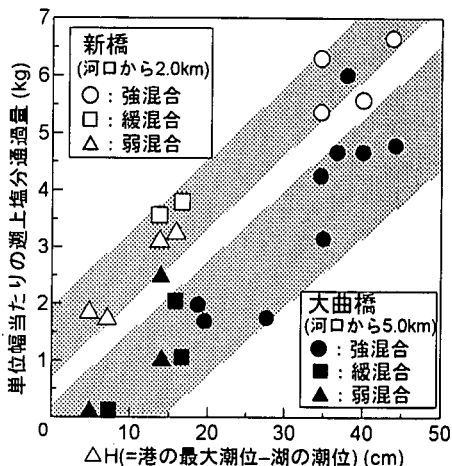


図-34 上げ潮時に新橋および大曲橋地点における単位幅あたりの遡上塩分通過量と水位差との関係

(単位幅あたりの遡上塩分通過量は、塩分濃度と流速分布の時系列データに基づき算定したものである。各橋梁部を通過する遡上塩分量は、水位差(ΔH)とほぼ直線関係にある。)

るのに対し、弱混合で遡上する場合(例えば、図-27(f))は、成層界面を境に急激に変化している(なお、同一断面内に順流、逆流が混在する場合には図中に⇒印を記している)。

以上の結果に基づき、網走川における塩水遡上時の混合形態のパターンとそのときの水位差(ΔH)との関係を図-32に要約する。海水遡上時の最終的な混合形態は、そのときの水位差・遡上距離にほぼ対応しており、海水が湖出口に到達する場合は、強混合の形態に移移することがわかる。海水の遡上距離についても水位差に依存し、湖内に流入するには、それが16cm以上の場合に限られる。なお、最終的な混合形態とは、一潮汐に生じる最も強い混合形態を指す。

#### c) 塩水の遡上速度について

図-33は、新橋から大曲橋までの海水の到達時間

(Tso) およびこの河道区間 (D: 約3.6km) 内の海水先端部の平均遡上速度 ( $V_{so}=D/T_{so}$ ) と水位差 ( $\Delta H$ ) との関係を示したものである。なお、新橋・大曲橋地点において、ともに強混合の形態で遡上する場合を○印、ともに弱混合の形態で遡上する場合を●印で表示している。これより、海水が強混合の形態で遡上する場合は、入潮量が多いにも関わらず弱混合の形態で遡上する場合よりも遡上速度は小さくなることがわかる。

#### d) 潮位変動と塩水遡上時の混合形態および塩水通過量の関係

図-34は、塩水遡上時に大曲橋および新橋で測定した単位幅あたりの遡上塩分通過量と水位差 ( $\Delta H$ ) との関係を示したものである。単位幅あたりの遡上塩分通過量の算定の手順は以下のようである。①各観測地点(大曲橋, 新橋)で計測(15分~1時間おきに、水深方向に25~50cmピッチ)された塩分濃度と流速データから、単位時間に任意の水位を通過する単位幅あたりの塩分量フラックス(塩分量×流速)を求め、②それを水深方向に積分(単位時間、単位幅あたりの塩分通過量)し、さらに③通過時間により積分(実際には累積)して求めた。各観測点を通過する塩分量は、水位差とほぼ直線関係にあることから、湖水位と潮位の時系列データを用いることにより塩水遡上量のある程度概定することが可能であることを示している。

## 7. まとめ

網走湖における塩水化の機構と湖内に形成される塩淡水二成層の長期的な変動特性について、実測と既存の水理・水文データに基づき考察を行った。本研究において得られた主要な結論を以下に示す。

(1) 網走湖は、網走川の下流河道の変遷により、1925年頃を境に淡水湖から汽水湖に移行した湖である。その後の網走地方における降水量の長期的な減少傾向は、湖水の塩水化を促進した。その結果、現在では水面下6mに塩分濃度と水温による非常に強固な二重成層場を形成している。

(2) 網走湖における塩淡水境界面の長期変動を予測するうえで、①融雪や大雨による網走川流域の流出特性、②湖内塩水の湖外への流出特性、③外海からの海水遡上特性の3つを明らかにする必要がある。その中でも春先に発生する融雪洪水は、結氷期の少雨時期に増加する湖内塩水を湖外に吐き出す機能を有することから、湖の塩水化を抑制するうえで重要な役割を果たしている。

(3) 融雪に伴う網走川流量のピーク値の出現は、

毎年4月中旬から同月下旬にかけて最も多く、3月下旬から4月上旬に生じる一時的な流量増加は、ほとんどの場合に降雨を伴っている。

(4) 網走湖における融雪期の下層塩水の流出形態は、連行型と吸上げ型の2つのタイプに分類でき、融雪による吐き出し効果が小さい場合でも強風による吹送流の発達、強風停止後の内部セイシュの発生は、下層の塩水流出を促進させる。

(5) 潮汐の影響が卓越する河道区間では、海水の遡上特性および遡上塩分量を決定付ける指標として、湖の水位と外海の高潮時の潮位差(水位差)が有用であることがわかった。これを用いることにより、網走川の塩水の遡上形態、遡上速度、遡上塩分通過量を概ね評価できることがわかった。

**謝辞:** 本研究は、文部省科学研究費(試験研究(b)(1)研究代表者 山田 正)の補助を受けて行われた。北海道開発局網走開発建設部および同開発土木研究所環境水工部河川研究室には、観測に際し多大な支援をいただくとともに、国際航業(株)久保添氏とエス・イー・エー(株)下田氏には観測機器の使用に際し便宜を図って戴いた。北海道大学工学部清水康行助教授と北見工業大学工学部早川博助手からは研究全般に対し多くの助言を頂いた。最後に、本研究は、著者らがこれまでに行ってきた10年間の研究成果を要約したものであり、本文中に用いた観測データは、極めて厳しい気象条件の中、北見工業大学河川研究室(佐渡教授)、利水研究室(内島助教授)、中央大学水理研究室の多くの学生の多大な努力により取得されたものである。ここに記し、本研究に携わったすべての方々に深甚なる感謝の意を表する。

#### 参考文献

- 1) オホーツク地域問題研究会編：オホーツクの湖沼 1982年報告。
- 2) 安富亮平：網走四湖沼の水質環境と網走湖の光合成細菌、網走市水産科学センター落成記念シンポジウム「湖の環境と漁業を考える」要旨集、pp. 10-11, 1993。
- 3) 中村優子、青井孝夫、黒木宗尚：網走湖の植物プランクトンの季節消長、北海道大学大学院環境科学研究科紀要第3巻、No. 1, pp. 35-42, 1980。
- 4) 北海道開発局網走開発建設部：網走川治水史。
- 5) 桑嶋知哉、高橋克人、宮島滋近、平野道夫、山田正：塩淡水二成層を形成している網走湖の塩水の流出入に関する研究、水工学論文集、第37巻、pp. 305-312, 1993。
- 6) 北海道開発局網走開発建設部：平成7年度網走湖水質

保全検討協議会資料(別冊)

- 7) 海洋観測指針, 気象庁編, 日本海洋学会, 1985.
- 8) 池永均, 山田正, 向山公人, 三沢大輔, 内島邦秀, 平野道夫, 宮島滋近: 網走湖における青潮・アオコ発生に関する現地観測, 第5回水資源に関するシンポジウム論文集, pp. 575-580, 1997.
- 9) 小松利光, 上杉達雄, 孫双科, 安達貴浩, 松岡弘文, 大和則夫, 朝位孝二: 川内川河口部における塩水遡上について, 水工学論文集, 第40巻, pp. 493-498, 1996.
- 10) 玉井信行: 連行概念の統一化と連行係数の評価法, 土木学会論文集, 第381号/II-7, pp. 1-11, 1987.
- 11) 西田修三, 吉田静男, 大谷守正, 中道陽文: 石狩川下流部の塩分拡散に関する現地観測, 水工学論文集, 第40巻, pp. 487-492, 1996.
- 12) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 大島伸介, 向山公人, 平野道夫, 井出康朗, 田村圭司: 網走湖における塩淡水二成層の形成と挙動に関する研究, 水工学論文集, 第40巻, pp. 589-594, 1996.
- 13) 宇野木早苗: 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, 1995.
- 14) 岩佐義朗: 湖沼工学, 山海堂, 1992.
- 15) 石川忠晴, 田中昌宏: 日成層形成時の吹送流の特性について, 土木学会論文集, 第405号/II-11, pp. 63-72, 1989.
- 16) 大久保賢治, 村本嘉雄, 森川浩, 江副哲: 琵琶湖における水温, 濁度の変動過程, 京都大学防災研究所年報, 第38号B-2, pp. 407~422, 1995.
- 17) 大久保賢治, 長井重威, 大林史典: 湖の多重拡散対流場における正・逆水温跳躍層雨の形成とその界面現象, 水工学論文集, 第41巻, pp. 463~468, 1997.
- 18) 福岡捷二, 松本直也, 溝山勇, 山根伸之: 汽水湖における閉鎖性水域の流動観測と流動モデルの適合性, 水工学論文集, 第39巻, pp. 243~248, 1995.
- 19) 日比野忠史, 池内幸二, 福岡捷二: 閉鎖性汽水湖における流れ場の観測, 水工学論文集, 第40巻, pp. 461-466, 1996.
- 20) 道上正規, 桧谷治, 山本真一: 湖山池における溶存酸素濃度の変動特性, 水工学論文集, 第41巻, pp. 445~450, 1997.
- 21) 平野道夫, 山田正, 井出康郎: 網走湖における流動と成層界面の挙動に関する観測, 土木学会水工学論文集, 第35巻, pp. 609-614, 1991.
- 22) 北海道開発局網走開発建設部: 昭和62年度網走湖水質保全検討協議会資料(別冊)
- 23) 高瀬信忠: 融雪流出, 1984年度(第20回)水工学に関する夏期研修会講義集Aコース, A-5-1~A-5-12, 1984.

(1997.9.5 受付)

## STUDY ON THE MECHANISM OF SALIFICATION AND THE LONG-TERM BEHAVIORS OF SALINOCLINE IN LAKE ABASHIRI

Hitoshi IKENAGA, Tadashi YAMADA,  
Kimihiro MUKOUYAMA, Shinsuke OSHIMA and Kunihide UCHIJIMA

In recent years, Lake Abashiri which is connected to abashiri river has confronted with serious problems concerning about water quality and environment caused by salifications of the lake. Present authors carried out field observations in brackish lake and the tidal river of abashiri, in order to make clear the actual conditions and the mechanism of the salification of the lake. We found that the lake has been salified since 1925, and the interface between the salt and fresh water has been gradually rising for these 60 years because of the decreasing inclination of annual precipitation.