

# 塩淡水二成層を形成する汽水湖沼の 長期的な界面変動予測手法の開発

池永 均<sup>1</sup>・向山公人<sup>2</sup>・大島伸介<sup>3</sup>・山田 正<sup>4</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 工修 東京都水道局(〒160-0023 東京都新宿区西新宿 2-8-1)

<sup>3</sup>正会員 工修 水資源開発公団(〒518-0226 三重県名賀郡青山町阿呆 179-1)

<sup>4</sup>正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科(〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

塩淡水二成層を有する汽水湖沼の長期的な界面変動予測手法の開発を目的に、集中定数型の数値予測モデルを提案した。それを用いて、1975年以降における網走湖の界面変動のシミュレーションを行い、モデルの適用性と塩水化の機構について検討した。網走湖の界面変動は、上流河川からの流入とそれに伴う湖内塩水の流出形態に依存する。界面水位がピークを示す1987年を境に、それ以前は連行現象に起因する塩水流出成分が卓越するのに対し、それ以降では吸い上げによる流出形態が支配的となる。ここではそれぞれの流出形態を同時に考慮した塩水流出モデルを界面変動予測モデル組み立てることにより、網走湖における過去20年間の塩淡水境界の変動を実用上の精度で再現できることを明らかにした。

**Key Words:** seiche, salinocline, salification, brackish lake, Lake Abashiri

## 1. はじめに

### (1) 研究の背景

北海道東部のオホーツク海沿岸に位置する網走湖は、塩水と淡水による強固な密度二成層を有する汽水湖沼である(図-1, 2)。この湖は、観光・レジャーなどの憩いの場として、また道内有数の内水面漁場として賑わいを見せる一方で、水質・生態・環境に絡む様々な問題に直面している。その中でも、年々増加傾向にあるアオコ・青潮の発生には、豊かな水産資源の生息を脅かす存在として、また水質環境悪化の象徴的な事例として社会的にも高い関心が寄せられている。何れの問題も、網走湖の塩水化、すなわち塩淡水境界面上昇傾向と深い関わりを有していることが著者らの最近の研究<sup>1)~3)</sup>により明らかにされている。従って、網走湖の水理・水質環境を適正に評価・予測し、健全な湖沼環境を醸成するには、塩水化に関する将来の動向を明らかにすることが先決であり、実用に供する塩淡水境界面の長期変動予測手法の開発が急務となっている。

### (2) 研究の経緯と本研究の目的

このような状況に鑑み、著者らはここ十年来、網走湖の水文・水理・水質に関する現地観測を継続的にを行い、そこから得られた長期の実測結果に基づき、網走湖の塩水化の機構について定性的かつ定量的に明らかにしてきた。その

成果<sup>4)</sup>を以下に要約する。

- a) 網走湖は、元々は完全な淡水湖であったにもかかわらず、1925年頃から汽水化が始まり、現在では上層の6m(最大水深が16.1m)部分が淡水、下層部が塩水の強固な密度二成層を形成している。塩水層は、常時、無酸素状態にあることから、生物が生存し得ない環境にある。また、下層の塩水層には栄養塩が高濃度に蓄積されていることから、湖全域の内部汚染源ともなっている。
- b) 網走湖では、上流河川からの流入が、①湖内塩水の湖外への流出と、②満潮時の海水流入特性を決定付ける主要な因子であり、両者の作用により塩淡水境界面の長期的な変動特性が決定される。この淡水流入量は、網走湖を含む背後流域の降雨流出特性に深く依存することから、最終的には網走湖の塩淡水境界水深は、網走地方の降水量の変動傾向に依存することが予想される。このことは、近年の網走地方における降水量の減少傾向と塩淡水境界水深の長期的な上昇傾向が高い相関関係にあることから裏付けられている。
- c) 湖内塩水の流出量の増加は融雪や降雨による出水期に最も顕著となり、そのときの流出形態は、①塩淡水境界近傍の乱れや組織渦等に起因する塩淡水混合に基づくもの(連行型)、②湖心部と湖出口部を連ねた界面上の動水勾配に基づくもの(吸い上げ型)に分類できる。
- d) 網走川に侵入する海水の遡上形態は、外海の潮位と湖水

位との差（水位差）に依存し、一般に水位差が大きいと強混合型、小さいと弱混合型であった。入潮量は、前者において大きく、後者では小さいが、海水先端部の移動速度（海水の侵入速度）は、逆に前者において小さく、後者では大きい。以上のように、現地観測を通じて、網走湖の塩水化の機構に関して、様々な情報を得ることができた。しかしながら、再現性の低い実測結果のみでは現象の詳細および一般論を導き出すことは困難である。現象の本質的理解とその予測を可能にするには、実測結果に裏付けられた数値モデルの開発が待たれている。このような現況を鑑み、本研究は、網走湖における塩淡水境界面の長期変動予測手法の開発を目的に、塩水の流出・流入に伴う界面変動予測モデルを構築し、長期変動のシミュレーションを行うとともに、モデルの適用性と現象に深く関与する湖内塩水の流出機構について考察するものである。

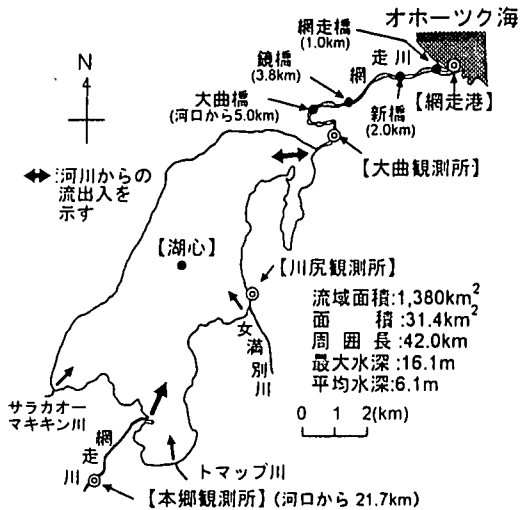


図-1 網走湖の概要と観測地点

## 2. 網走湖における塩淡水境界水位の変動特性と塩・淡水の流入・流出機構について

### (1) 網走湖の塩淡水境界水位の長期変動特性

図-3は、上から網走市の年平均降水量、網走川流量（本郷観測所：網走湖入口部から3.5km上流地点）、網走湖の湖面水位（川尻観測所）および塩淡水境界水位（湖心部）の経年変化を示す。なお、1986年以前の塩淡水境界水位のデータは、既存の文献・資料<sup>10), 11)</sup>から引用したものである。これらの測定月日を特定することができなかつたので、横軸1目盛り（1年間）の中心に実測値をプロットした。また、塩淡水境界面は、塩分躍層の上下端塩分濃度の中間値を示す位置と見なした。これより、網走湖の塩淡水境界水位は、1975年以降上昇傾向にあるものの、1987年頃を境にほぼ横這い傾向に転じていることがわかる。これと降水量の経年変化（前後5年間の移動平均値）とを比較すると、両者には高い相関性が認められる。この辺りの因果関係については前報<sup>9)</sup>に詳しい。また、1987年以降の挙動に注視すると、界面水位の微小変動が1年周期で繰り返し生じている様子を確認することができる。このことは、ここ数年の網走湖の界面変動において、長期的な経年変動成分よりも短期的な季節変動成分が卓越することを予想させる。網走湖の塩淡水境界水位の変動特性を予測するには、湖内の塩分収支の機構を定量的に評価する必要がある。そのための準備の意味も含め、塩分収支に直結する現象の全体像について明らかにしておく。図-4に塩淡水境界面の変動メカニズムを、また図-5にADCPと魚群探知機を用いて撮影した塩・淡水の流入・流出時の湖内映像を示す。下層塩水の流出形態は、塩淡水混合の末に生じる連行型の流出と吸い上げられるように流出する吸い上げ型の2つのタイプに大別できる。連行型の流出は、界面のせん断流不安定や風・河川流入などに起因する連行現象に、河川水の流入に伴う湖水の

流出現象が組合わさって生じるものと考えられる。従って、実際に塩水流出がどの程度生じるかは、ひとえに網走湖の流入・流出条件に依存する。中でも融雪や大雨時は、多量の淡水流入を引き起こすことから重要な因子である。上流河川からの淡水流入時の挙動は、融雪期と降雨時では異なった傾向を示している。前者では、界面に到達するまでは湖底に沿って侵入し、それ以後は淡水と塩水の中間を楔状に侵入（中層密度流）するのに対し、後者では表層密度流を形成しながら侵入する。融雪期に湖に流入する河川水の水温は湖水のそれに対し2~3℃低い値を示している。なお、界面に沿って侵入する融雪水の流速は先端付近で20cm/sと非常に大きく、その影響が湖心付近にまで及んでいる。融雪期に多量の塩水が湖外に流出するのは移流による吐き出し作用による。一方、海水侵入時には、底層密度流の形態で、湖底に形成される滞筋に沿うように侵入する。ただし、大曲橋から湖出口部の狭隘部までは、後述のように強混合の形態で遡上する。

### (2) 網走湖の塩淡水境界水位の短期変動とその成因

図-3からここ数年の網走湖の界面変動では、季節的な変動成分が卓越することが明らかとなった。そこで、最近4年間の短期的な挙動に注視し、界面の変動特性とその成因について考察する。図-6~9は、それぞれ1994年、1995年、1996年および1997年の4年を対象に網走湖湖心の塩分濃度および網走湖に流入する網走川本郷地点の日平均流量・網走湖近傍の日平均風速（地上から15.7m）の変動特性を表したものである。因みに、これらの年は、塩淡水境界面が長期的に横這い傾向を示す時期である。何れも風速や河川流量の変化に依存するように、上層部の塩分濃度が時間・空間（水深方向）的に変化する様子が確認できる。そこで、網走湖近傍の風況および網走川本郷地点の流量の

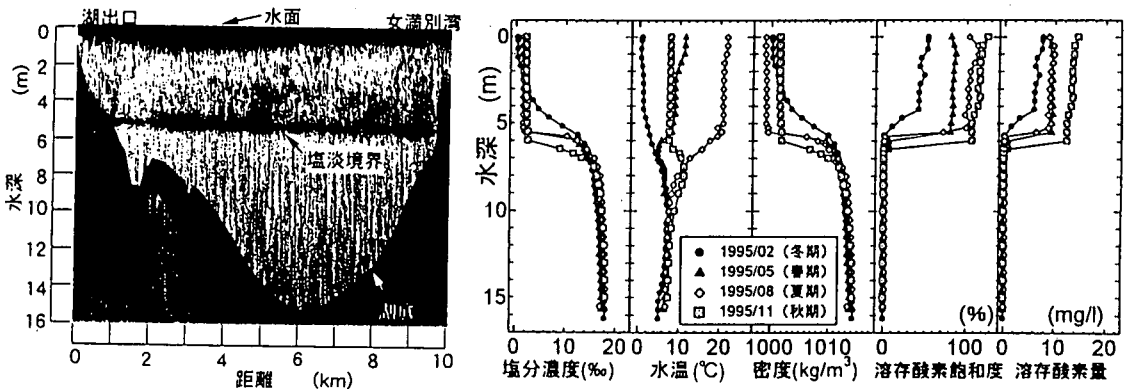


図-2 網走湖湖長軸方向の超音波の映像(左図:1995年8月28日)と湖心部の塩分濃度、水温、密度、溶存酸素飽和度、溶存酸素量の鉛直分布の1年間の季節変化(右図:1995年度)  
 (水面下6m付近には明瞭な塩淡水境界が存在し、1年を通して安定した成層構造を形成している。夏期には淡水と塩水が鉛直方向に明瞭に分離している。冬期(結氷期)には、上・下層の水温逆転による躍層の発達と海水侵入量の増大により界面水位が上昇している。また、結氷期には、風による鉛直混合が阻害されることから、水面付近は完全な淡水状態(塩分濃度はほぼ0‰)にある。)

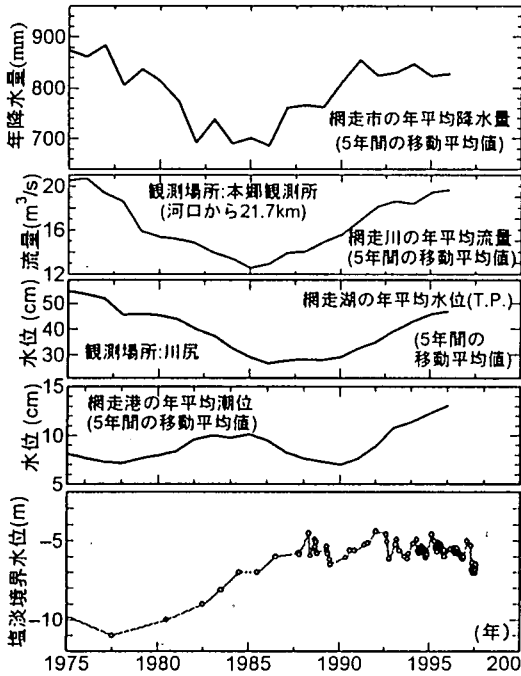


図-3 網走市年降水量、網走川年平均流量、湖水位、網走港年平均潮位、湖の塩淡水境界水位の経年変動特性  
 (1975年以降、塩淡水境界水位は上昇傾向にあるものの、1987年頃を境に横這い傾向に転じている。横這い傾向期には、1年間隔の周期変動が確認できる。塩淡水境界水位と降水量・流量・湖水位との間に強い相関性が認められる。)

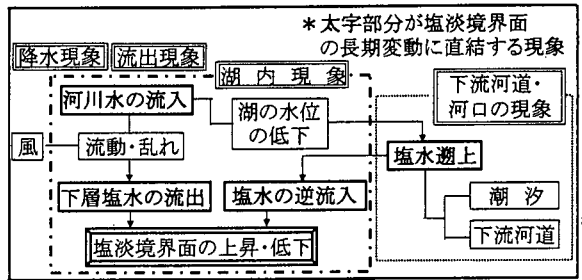


図-4 網走湖における塩淡水境界水位の変動のメカニズム

した稀なケースである。これらの結果から、塩淡水境界が現行の水面下6m付近に位置するときの塩水の連行・流出特性に及ぼす風や流入河川の影響について次のように要約することができる。

a) 風の影響

非結氷期では、上層部の塩分濃度が鉛直方向に一様であるのに対し、風の影響が湖水に及ばない結氷期(3月中旬まで)には、それが界面付近から水面にかけて徐々に減少し、水面付近では、ほぼ淡水状態(塩分濃度が0.5‰以下)にある。非結氷期に上層の塩分濃度が一様化するのには、風による攪拌作用に他ならない。その際、連行による下層から上層への塩分量の供給がこれに付随するため、何もなければ上層の高塩分化と界面低下を引き起こすことになる。実際には、外海からの塩分供給と、上層に取り込まれた塩水の湖外流出が釣り合っていることから、湖水の塩分濃度と界面標高は中・長期的にはほぼ一定に推移するものと考えられる。湖の長軸方向に強風が吹いた場合は、鉛直方向の塩分輸送が顕著となり、一時的に上層の塩分濃度の増加と界面低下を来す。このことは、長軸方向に強風が吹いた後や青潮発生(1995年11月8日、1997年5月3日)時に顕著に見られる。ただし、青潮発生に伴う上層への塩分供給と風による連行は、その成因は同じでも性質・機構を異にするものである<sup>14)</sup>。

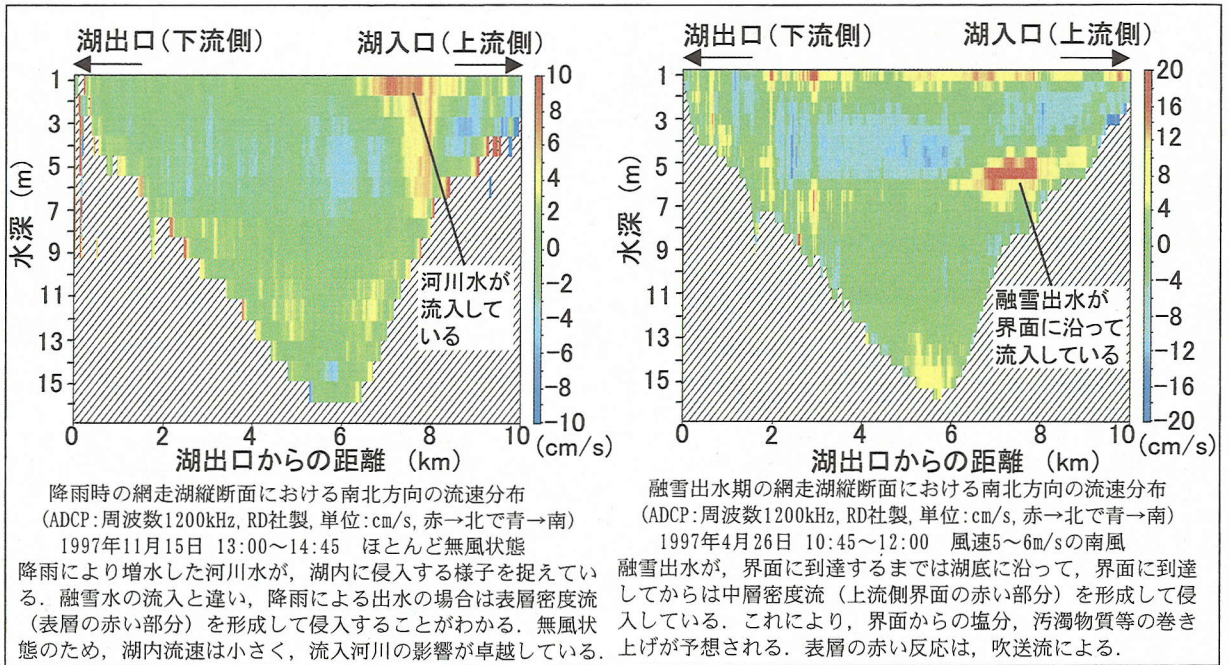
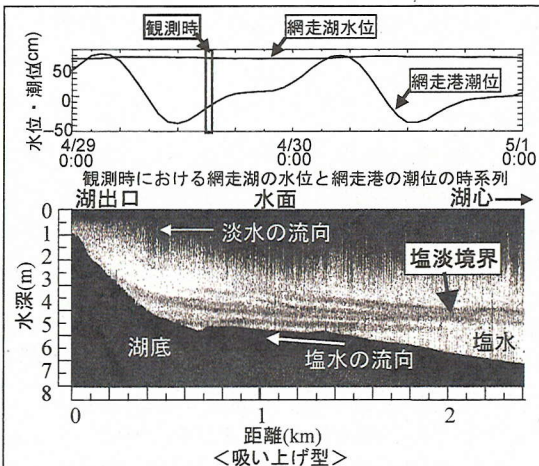
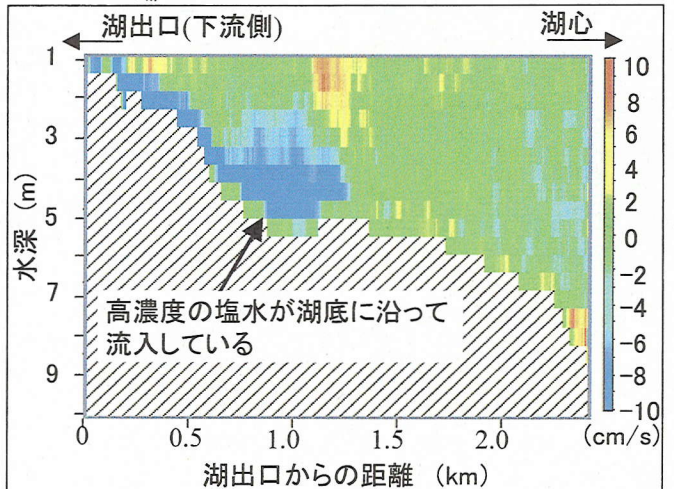


図5-(a) 【大雨時の河川水の流入】

図5-(b) 【融雪期の河川水の流入】



下層塩水流出時の網走湖出口付近の超音波の映像 (魚群探知機:周波数107kHz, 本多電子製 HE-570-2F)  
 1994年4月29日 15:45~15:58 (融雪出水期)  
 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。筋状に見えるのは、塩淡混合に伴う密度の揺らぎか、界面付近に高濃度に付着する浮遊物質の剥離によるものと考えられる。



大潮時に海水が湖内に流入するときの東西方向流速分布 (ADCP:周波数1200kHz, RD社製, 単位: cm/s, 赤→東方で青→西方)  
 1997年11月15日 15:40~16:30 逆流開始から約6時間後の映像  
 湖内では、西向き(青の部分:湖内に流入する方向)の強い流れが低層部に見られる。これより、海水は淡水と混ざることなく、湖底に沿って侵入(低層密度流)している。

図-5 塩・淡水の流入・流出時の湖内の魚群探知機による映像およびADCPによる流速分布 (ともに超音波)



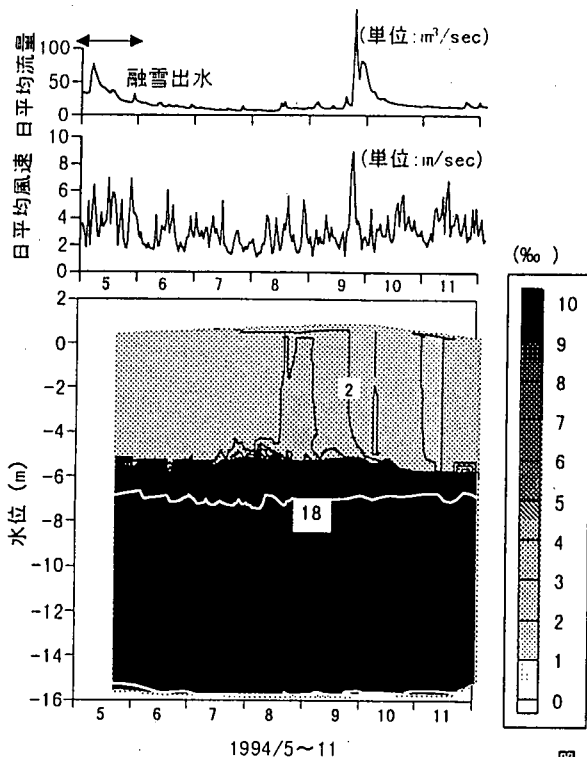


図-6 網走川流量（本郷観測所），網走湖近傍の風速および湖心部での塩分濃度の時系列変化（1994年）  
 （8月中旬のやや強風時に上層の塩分濃度の増加が見られるのに対し，9月下旬の大雨時には逆に減少している。また，このときは強風も吹いたことから両者の作用が相まって界面の低下が見られる。このことから，風による下層塩水の連行・拡散および界面の低下作用，河川水の流入による上層塩水の吐き出し作用の実態が明かとなった）

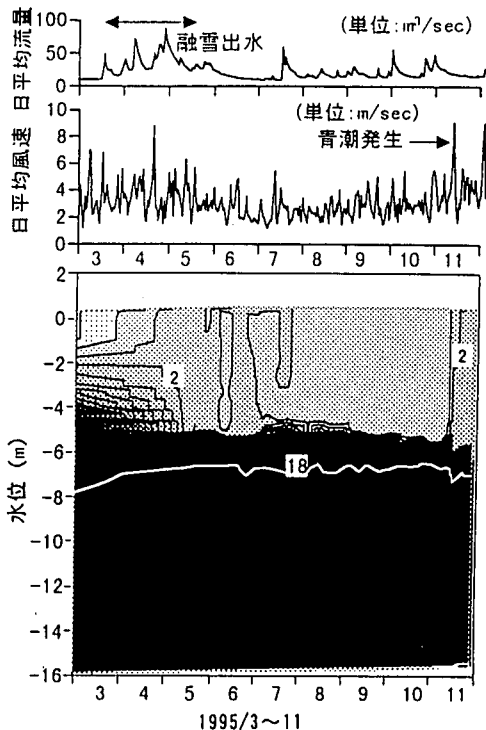


図-7 網走川流量（本郷観測所），網走湖近傍の風速および湖心部での塩分濃度の時系列変化（1995年）  
 （上層の塩分濃度の減少，即ち上層からの塩分流出は，融雪や大雨（7月中旬）による出水期間中に生じている。塩淡水境界面の低下，即ち下層から上層への塩分輸送および下層から湖外への直接的な流出は，それぞれ強風（4月中旬）・青潮発生時（11月8日）および融雪出水後に生じている。その際，融雪出水による界面変動は緩やかに生じるのに対し，青潮発生後は急激に低下している。）

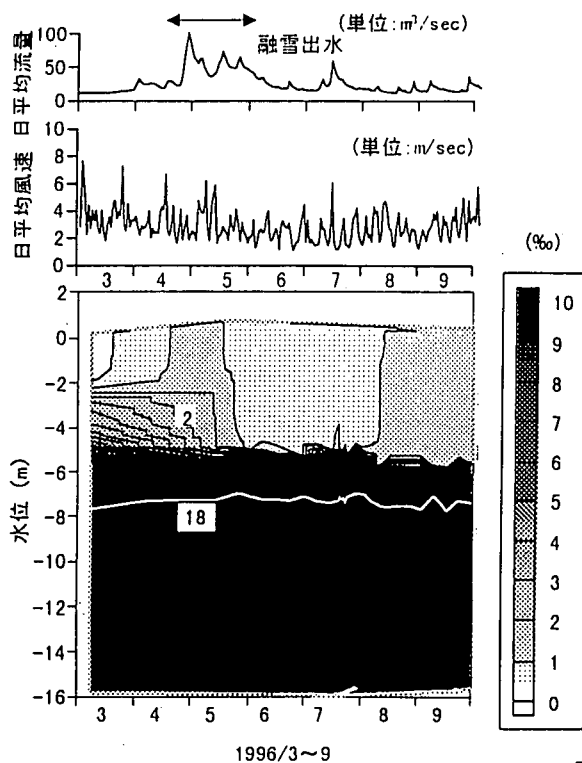
b) 融雪出水や大雨による流量増加の影響

出水期に湖外に流出する塩水は，上層を経由する間接的な成分と下層からの直接的な成分とに大別できる。前者は，風（上述）・河川流入などの外的要因や流体内部に発生する乱れに起因する連行・拡散の後に，河川水の流入に伴い流出する形態を言う（連行型）。後者は，出水期の流量増加の影響により下層塩水が上層に取り込まれることなく，直接的に流出する形態を言う。これらの塩水流出の特徴は，融雪期間中の上層部の塩分濃度の減少（連行により上層に取り込まれた塩水が河川水の流入により湖外に吐き出されることによる）と塩淡水境界面の低下（連行による作用と下層からの直接的な流出作用による）に象徴的に現れる。ところで，結氷期には，降雨の減少に起因して淡水流入量の減少と湖水位の低下を来す。これにより外海からの塩水流入量が増加し<sup>6)</sup>，界面水位は一時的な上昇傾向を示す。また，上層の水溫低下に起因して躍層厚は増大する。従って，結氷期の終了と同時に訪れる融雪期間中の湖内塩水の流出量は一年の中でも最も多く，大規模な界面低下と上層水の淡水化を伴うことが予想される。ただし，このときの界面低

下が，青潮発生後ほど急激に生じないのは，融雪自体が長期の現象であることに加え，湖の滞留時間が上層部に限っても数ヶ月というオーダーであることによる。

c) 界面の短期的な変動特性に関するまとめ

下層塩水の流出パターンには，風等に起因する連行現象により一旦上層に取り込まれた塩水が河川水の流入に伴い押し出されるように流出する場合と，下層から直接湖外に流出する場合の2通りに大別できる。なお，超音波の湖内映像からはそれらを裏付ける結果が得られており，それぞれ「連行型」と「吸い上げ型」<sup>6)</sup>に対応するものと考えられる。連行現象は塩淡水境界面の低下を招く主因の1つであるが，それ自体は湖外への塩水流出は無関係であり，河川水の流入が引き金となって初めて塩水流出が生じるのである。従って，ここ数年の短期的な界面変化や湖内塩水の流出挙動には，融雪出水の影響が非常に大きい。融雪出水による流量増加と青潮現象が同時に起こった場合（1997年5月3日の事例）は，両者の作用が相まって塩淡水境界面の急激な低下が見られる。ただし，青潮発生後数ヶ月にわたって上層部の塩分濃度が，通常より2~3%程度高い値を示し



1996/3~9

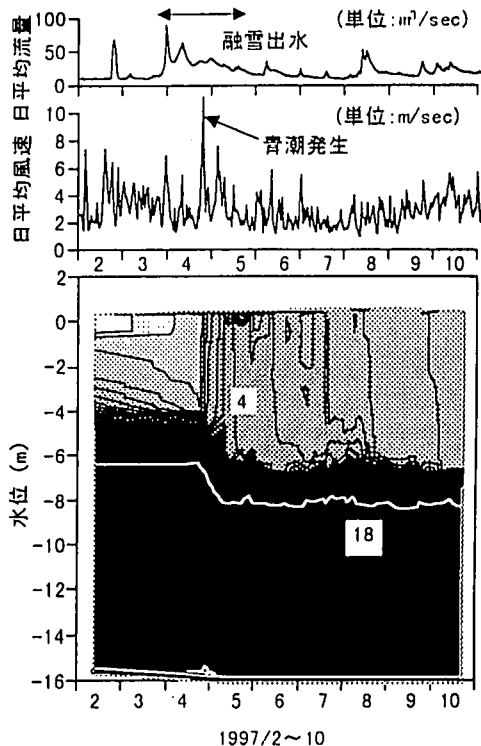
図-8 網走川流量（本郷観測所），網走湖近傍の風速および湖心部での塩分濃度の時系列変化（1996年）

（融雪が前年度に比べ1ヶ月近く遅れたことから，結氷期に上層に取り込まれた塩水が完全に吐き出されたのは5月下旬頃であった．5~7月上旬の弱風期間中は上層の塩分濃度が減少する，7月下旬には風による下層から上層への塩分供給が生じている．）

ていたのは，青潮が融雪出水期の終盤に発生したため，上層に取り込まれた塩分量に対し，その吐き出し効果が相対的に小さかったことによる．ところで，1975年から1987年頃までの界面上昇期の塩水流出の機構は，実測データの不足により不明であるが，この間の湖を取り巻く水理・水文環境に然したる変化が見られないことから，基本的な構図に変化は無いものと著者らは考えている．もっとも，1987年を境にそれ以前では長期的な経年変動が生じているのに対し，それ以降では季節変動が顕著に生じていることから，塩水流出の支配的要因・機構がこれを境に遷移した可能性は多いと考えられる．

### (3) 出水期における塩水連行率の算定と大潮時における海水の遡上時間・形態について

経験的なモデルを用いるには，そこに現れるパラメータを予め同定しておかなければならない．また，モデル構築時の設定条件・仮定の妥当性についても検証する必要がある．ここでは，網走湖の界面変動のモデル化に必要な塩水流出量や海水の侵入時間，濃度，形態を計数的に把握しておく．図-10は，融雪期間中（1997.4.21~4.28）に大曲橋



1997/2~10

図-9 網走川流量（本郷観測所），網走湖近傍の風速および湖心部での塩分濃度の時系列変化（1997年）

（融雪期間中に青潮が発生するという稀なケースが確認された．両者の相加作用により，4月中旬から5月上旬にかけて塩淡水境界面の急激な低下と，上層の塩分濃度の増加が確認できる．なお，青潮による上層への塩分供給量が多かったので，上層の塩分濃度が4~5%と通常よりも高い値を示していた．この高濃度化は数ヶ月継続するが，出水がある度に塩水が吐き出され，上層の塩分濃度は序々に減少している．）

地点（河口から5.1km）で測定した各水深ごとの河道軸方向の流速と塩分濃度の時系列を表している．融雪出水期間中であることから，満潮時（●印）といえども塩水が大曲橋まで到達しないケースが散見される．また，網走川の塩分濃度は，最低でも1%以上に保たれている．この値は，網走湖上層部の平均的な塩分濃度に相当することから，連行により上層に取り込まれた塩水の恒常的な流出成分による反応と考えられる．融雪や大雨による出水期になると，この恒常的な成分に上乗せされるように最大5%程度の塩分濃度の増加が生じている．下層塩水の流出特性を把握するには，それを計数的に評価し得る指標の導入が不可欠である．そこで，連行率（ $\alpha$ ：湖外に流出する湖水流量に占める塩水流量の割合）を次式に従い定義し，図-11に示すように湖の上・下層部および湖出口部の流量と塩分濃度の関係からその概算値を求める．

$$\alpha = \frac{Q_{\text{salt}}}{Q_{\text{out}}} \quad (\text{下層からの流出流量/全体流量})$$

$$Q_{\text{out}} = Q_{\text{salt}} + Q_{\text{out}}$$

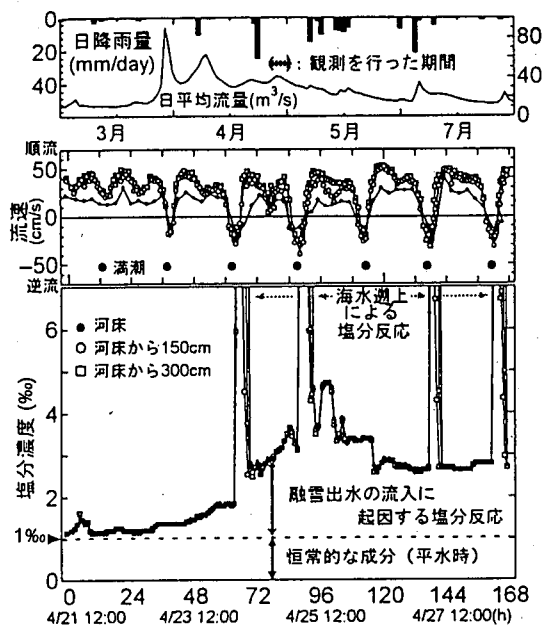


図-10 融雪期間中の大曲橋地点における河道軸方向の流速と塩分濃度の時系列 (1997年4月21~27日)  
 (網走川の塩分濃度は、常時1%程度に保たれている。この値は湖上層の塩分濃度に等しいことから、湖上層からの恒常的な塩水流出成分に相当するものと考えられる。融雪出水期には、これに上乘せされるように最大5%程度にまで増加することから、この分が下層からの新たな塩水の流出成分と考えられる。)

$$Q_{out} \cdot C_{out} = Q_{sout} \cdot C_s + Q_{fout} \cdot C_r \text{ (塩分の連続式)}$$

ここに、 $r$  : 連行率、 $Q_{fout}$  : 湖上層からの流出量、 $Q_{sout}$  : 湖下層からの流出量、 $Q_{out}$  : 網走湖出口の全体流量 (湖出口付近)、 $C_r$  : 湖上層の塩分濃度、 $C_s$  : 湖下層の塩分濃度、 $C_{out}$  : 網走川の塩分濃度 (湖出口付近) である。なお、 $C_{out}$ 、 $Q_{out}$ については、大曲橋もしくは大曲観測所の実測値を、湖内の値については湖心部の実測値を代用する。この連行率については、後述の塩水流出モデルの導出のところで改めて説明する。

図-12は、図-10に対応する塩水の連行率を表したものである。図中の点線部は、逆流時期である。4月25日0:00頃から26日12:00頃にかけて連行率が一時的に20%近くまで上昇している。このときの塩水流出は、4月25日頃に現れる網走川流量の小規模なピーク (図-10の上段⇒印) に対応している。図-13は、大雨時と (1992年8月10日) 少雨時 (1992年10月17日) に行った現地観測から得られた連行率の時系列を示す。因みに、この年の9月には、10、11、12日の3日間で総降雨量200mmを超える既往最大降雨量を記録している。少雨時には、連行率が高々0~1%程度であるのに対し、大雨時には10%にまで達しており、出水量に応じて連行率が1オーダーも異なっている。これと同様の結果は、別の降雨時 (1993年9月10日) に

おいても見られた (図-14)。一方、下流河道からの海水流入時の挙動は、滞筋に沿って楔状に侵入する。また、上げ潮時に河道に侵入する海水は、遡上するに従い、弱~緩~強混合へと遷移し、湖に流入する直前の湖出口付近では、常に強混合型であった<sup>9)</sup>。図-15は、網走川下流河道上の各観測点 (網走橋、新橋、梁下流、梁上流、鏡橋、大曲橋、湖出口部) における水深ごとの塩分濃度の時系列を表している。これより、河道に侵入した塩水が、遡上し始めてから湖に到達するまでに要する時間は凡そ4~5時間程度であり、その間の塩分濃度は、湖の下層塩水に相当する値 (20%) である。

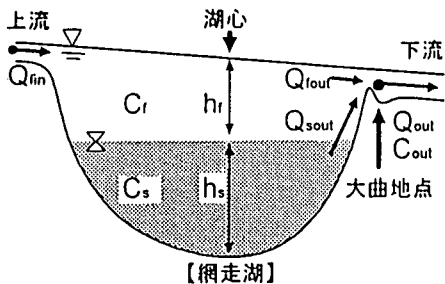
### 3. 網走湖塩淡境界の長期変動予測モデルの概要

#### (1) モデル構築上の方針

モデルの構築に際しては、現象の理解を容易にするため、可能な限りの簡略化を図った。網走湖の塩淡境界水位の変動は、主に、上・下流河川からの淡・塩水の流入・流出および湖下層からの塩水流出特性に支配される。従って、その変動予測には、①湖内塩水の流出や②海水侵入時の力学的・運動学的な機構を数理的にどのように表現するかが中心的な課題となる。

#### a) 湖内塩水の流出量の算定

湖内塩水の流出量の算定方法には、既存の連行則の適用が考えられる。これについては、風、塩水楔、密度噴流などの対象とする現象に応じて定式化された各種のモデルが存在する<sup>12)~16)</sup>。また、最近では、流体内部に生じる乱れに着目し、連行則を統一的に記述しようとする試みも精力的に行われている<sup>18)</sup>。何れのモデルが最適かは、現象の深い理解の下に判断されるべきものである。特に実現現象を対象とする場合は、そこに現れる様々なタイプの連行現象を見極めた上で、連行則を適切に使い分ける必要がある。例えば、強固な塩淡二成層を有する汽水湖では、塩水楔に代表される二層流的な連行現象が恒常的に起こり得るものと考えられる。また、網走湖のように界面水位が変化する場合、連行や塩水流出の支配的要因・機構が変化することが予想される。しかしながら、厳密性を追求する余りこの部分に精緻な理論を適用し、モデル自体を複雑にすることは上記のモデル化の方針に反するばかりか実用面からも得策とは言い難い。特に、数年から数十年という長期の現象を対象とする場合は、その間に生じる連行の形態を的確に予測し、上層に取り込まれる塩分累積量を推定することは困難である。現実的な対応を優先するには、従来の連行則に大幅な修正を施す必要がある。このような考えに基づく塩水流出モデルを本論文では「連行モデル」と称する。一方、融雪出水期に撮影した超音波 (魚群探知機) の映像 (前出の図-5) によると、連行とは異なるタイプの流出形態の存在が確認された。これは、下層塩水が上層に取り込まれ



【網走湖】  
図-11 連行率の定義とその概念図

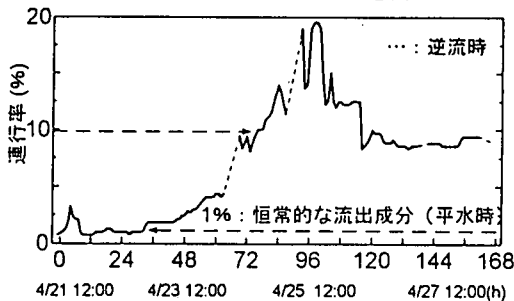


図-12 融雪期間中に算定された塩水連行率の時系列  
(1997年4月21~27日)

(塩水の連行率は、平水時には常時1%程度である。融雪出水期には、一時的に20%近くまで上昇するが、平均すると10%程度であることがわかる。なお、融雪出水のピーク時には、連行率がさらに上昇するものと予想される)

ることなく湖出口方向に吸い上げられるように吐き出されるタイプの流出であり、このときの塩水の流出条件と流出量を理論的に解析するモデルを「吸い上げモデル」と称する。前者の連行モデルが、①界面のせん断不安定や風等の攪乱に起因する塩淡水混合(連行)を想定したものであるのに対し、後者では②湖心部と湖出口部の界面上の2点間の動水勾配に起因する塩水流出を対象とした。連行型の流出は、程度の違いはあるにせよ、一年間を通して常時起こり得るのに対し、吸い上げ型のそれは、出水期においてのみ集中的に起こる現象である。

#### b) 海水侵入量の算定

海水侵入時の特性として、①網走川を遡上する海水が湖に到達するまでの時間が、ほぼ一定(逆流開始から凡そ4~5時間程度)であること、②湖内に海水が侵入する直前では強混合型であり、かつそのときの塩分濃度が湖下層に相当する値であることを勘案すると、現象自体を単純化して捉えることができる。すなわち、塩水楔や緩混合で遡上する場合のように上・下層で流向・塩分濃度が変化する場合は考慮が不要となり、逆流時には河道流量に相当する一定濃度の塩水が、ある時間内に流入するものと見なし得る。その際、湖に海水が流入する時間は、逆流時間から塩水のフロントが湖に到達するまでの時間を差し引くことにより算定できる。それがマイナスを示すときは、海水の侵入が生じない場合である。従って、一潮汐に湖内に流入する塩水量は、水位流量関係式から得られる逆流時の河道流量を

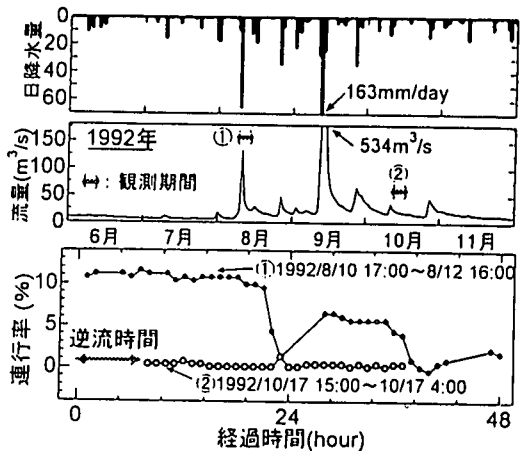


図-13 大雨時と少雨時に算定された塩水連行率の時系列  
(それぞれ1992年8月10~12日と10月17日)  
(大雨時における塩水連行率は10%程度であり、少雨時には1%以下である。)

塩水流入時間で数値的に積分することにより簡便に算定できる。なお、網走湖における汽水化の要因の一つとして網走川の河道・河口条件の影響が挙げられよう(図-4)。著者らの知るところでは治水対策としてこれまでに網走川の河道改修・整備が幾度となく行われており、中でも1931年に完了した(地域住民により自発的に行われた)下流河道の改修(現在のJR網走駅付近)は、河床の掘削規模としては過去最大級のものであった。これより元来二股分岐していた河道が一本に結合され、流下能力の著しい向上が図られた。これを境に網走湖の汽水化が始まっていることから、このときの河道改修が網走湖の汽水化の直接的な要因である可能性は極めて高い。しかしながら、河口・河道条件の変化と海水流入量との関連を定量的に評価するだけの十分なデータ(時間的に密な網走湖内における塩分濃度のデータ)は蓄積されておらず、界面上昇量を河道特性との関連で整理することは困難である。そこで、既に実用化されている水位・流量関係式を用いて海水流入量を算出することとした。

#### (2) 基礎式の導出

図-16, 17にそれぞれのモデルの概念図と計算のフローチャートを示す。水域を淡水層(上層)と塩水層(下層)に完全に分離し、下層塩水の流出のある場合を除いて塩淡水混合を考慮しないものとした。現実には塩水流出が生じない場合は皆無に等しいことから何ら不都合は生じない。このような水域に上・下流河川からの塩・淡水の流入・流出のみを考慮した連続式を適用すると、上層厚( $h_f$ )と下層厚( $h_s$ )に関する連立常微分方程式を得る。

$$A_f \frac{dh_f}{dt} = Q_{fin} - Q_{fout} + Q_{fins} \quad (1)$$



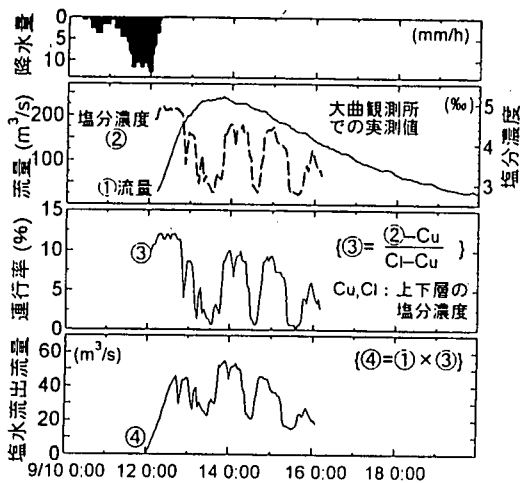


図-14 一雨後に算定された塩水連行率の時系列  
(1993年9月10～16日)

(塩水連行率は1～10%程度である。一雨後の塩水流出の仕方は、かなりむらのあることがわかる。)

$$A_s \frac{dh_s}{dt} = Q_{sin} - Q_{sout} \quad (2)$$

ここに、 $h_r$ =湖上層の淡水層厚、 $h_s$ =湖下層の塩水層厚、 $A_r(h_r, h_s)$ =水位に応じた湖面積、 $A_s(h_s)$ =塩水層水位に応じた界面の平面積、 $Q_{rin}$ =上流河川からの淡水流入量、 $Q_{rouit}$ =湖淡水の流出量、 $Q_{sout}$ =湖塩水の流出量、 $Q_{sin}$ =外海からの海水流入量、 $Q_{rinb}$ =下流河川からの淡水流入量(湖から流出した淡水が潮汐の影響により逆戻りして湖内に流入する量)である。

海水侵入量および湖内塩水の流出量を算定するには、先ず、順流時・逆流時の河道流量(Q)を推定し、次いでその中に占める塩水の割合を特定する必要がある。湖出口の河道流量(Q)の算定には、既存の水位流量関係式(北海道開発局網走開発建設部が使用、網走川大曲観測所：河口6.5km地点)を適用する。この式は、網走港の潮位と湖水位(厳密には、大曲観測所)の大小により、順流時(網走湖から外海の方)と逆流時での断面平均流量の算定を可能にするものである。

$$Q = a(G + b)^3 \tanh(c \Delta H - d) \quad (3)$$

ここに、 $\Delta H$ =網走港の水位( $h_s$ )と湖水位( $G$ )との差( $\Delta H = h_s - G$ )である。なお、式中の定数(a, b, c, d)は、実験定数であり、河道形状や気象・海象などの水理・水文特性の変化の影響を考慮するため、流量観測に基づき年代ごと(3期にわたり)に表-1に示す値を使い分けている。流量に占める塩分量の割合を特定するため、潮位変動に応じて河道の流れを順流と逆流に完全に区分した。さらに、河道内には、順流時に淡水と塩水がある比率の下で、また逆流時に淡水と塩水が河道軸方向に完全に分離した状態で

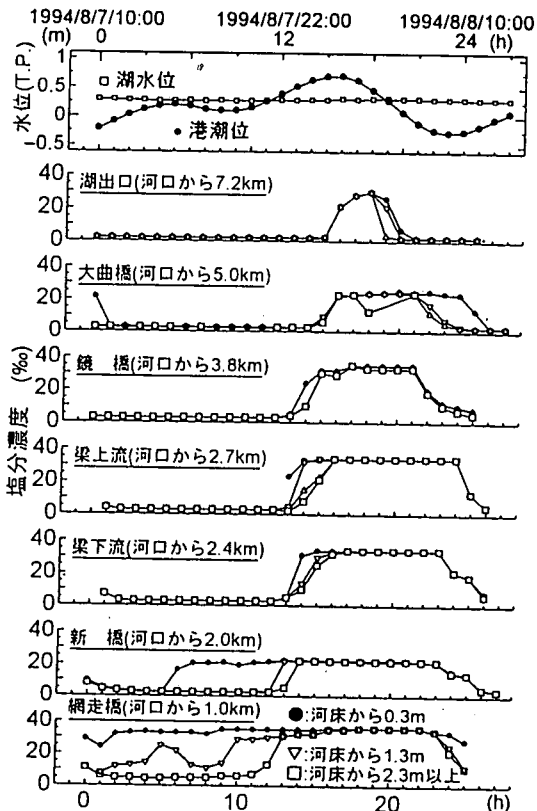


図-15 網走川下流域における塩水の遡上特性  
(1994年8月7～8日の大潮時)

(河道に侵入した海水は、遡上するにいたがい弱～緩～強混合型へと遷移し、大曲橋地点に到達するところには完全に強混合型であることがわかる。そのときの塩分濃度は湖下層塩水に相当(20%)する値を示す。また、上げ潮時に河口から湖出口部に到達する時間は、4～5時間程度であることがわかる。)

存在するものとした。順流時の河道流量に占める塩分量の割合を連行率と定義し、これを以下に詳述する塩水流出モデルを用いて算定する。また、逆流時には、前述のとおり逆流開始(厳密には潮位が湖水位よりも高くなってから)から塩水が湖内に流入するまでに、5時間程度を要し、そのときの混合形態が強混合型であることから、逆流開始から5時間までは淡水(すなわち、湖から流出した淡水が潮位上昇により逆戻りする分)のみが、それ以降を塩水(すなわち、海水)のみが逆流するものとした。

・順流時 ( $Q > 0$ )

$$Q = Q_{rouit} + Q_{sout}$$

・逆流時 ( $Q < 0$ )

$$Q = Q_{rinb} \quad (\text{逆流開始から5時間以内})$$

$$Q = Q_{sin} \quad (\text{逆流開始から5時間以後})$$

a) 連行モデルについて

本モデルは、網走川に現れる塩水化の機構を概念的に定式化したものである。塩水くさびなどの二層流体の連行則

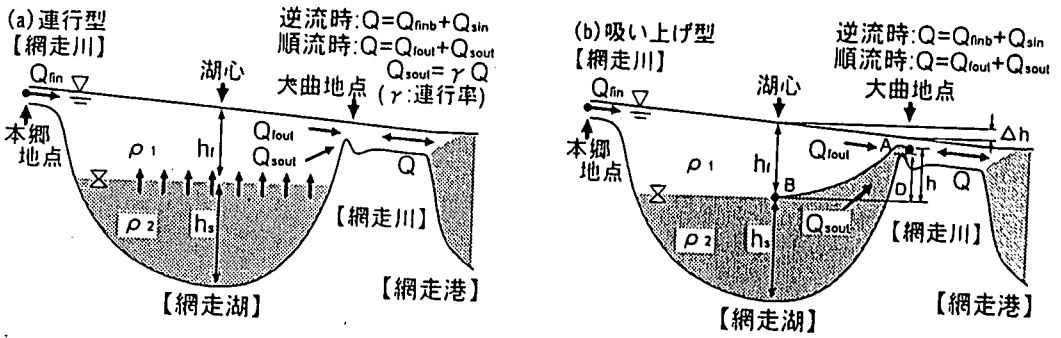


図-16 塩水流出モデルの概念図 (a) 連行型, (b) 吸い上げ型

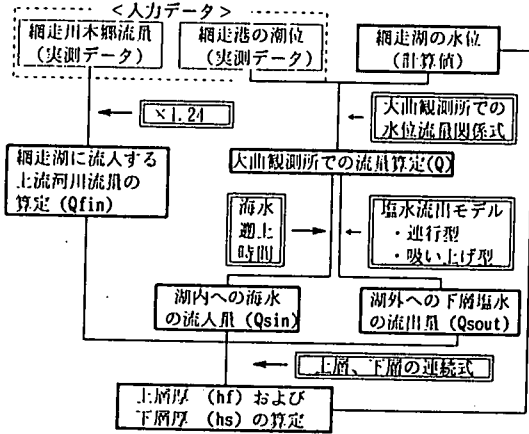


図-17 計算のフローチャート

はリチャードソン数の指数形式で表現される場合が多く、実測結果とも良好な対応関係にあることがわかっている<sup>12)</sup>。しかしながら、次に述べる理由により、ここでは連行による塩水流出量を簡易に推定できる新たなモデルを提案する。下層塩水の流出量の算定に際しては、本来ならば風、様々な内部波動、界面傾斜、出水などの全ての影響を網羅した連行現象を考慮すべきである。ここでは簡単のため河川流入により主流方向が一方向に固定された二成層流れを想定した連行モデルを次に示す仮定に基づき構築した。下層塩水の流出量は、湖の成層状態（相対密度差、上層厚）や界面に発生する乱れの大きさ（上下層間の流速差）に依存する。しかしながら、風や内部セイシュなどに起因する界面振動のない場合を除き、下層の流速値は上層に比べ非常に小さいことが確認されている。そこで、①乱れを誘発する指標として上層流速のみを考慮した。その際、上流からの流入水のほとんどは上層を經由して湖外へと流出することから、上層流速の変動量は上層の流水断面、すなわち上層厚  $h_f$  と一価的関係にあると見なした。また、網走湖のように強固な成層水域では、上層密度の微妙な変化に対し、上下層間の密度差が1オーダー程度も大きくなることから、②青潮のような大規模混合期を除き相対密度差の変化は無視して差し支えない。このことは著者らによる長年の現地観測結果とも合致する内容である。もちろん連行現象は上

層密度の微妙な変化に影響され、連行量自体は時々刻々と変化することが予想されるが、本論文では長期界面の上昇傾向の予測に主眼を置いていることから、あえてこの部分に精緻なモデルを適用し、短期的な変動特性を高精度に論ずる必要はない。さらに、長期間に流出する塩分累積値を既存の連行則のみから演繹的に算定することは困難であること、湖水の流出量 ( $Q$ ) を既存の水位流量関係式を用いて実用上の精度で算定できることから、③前述の連行率（塩水流出量 ( $Q_{sout}$ ) / 湖水の総流出量 ( $Q_{out}$ )) を次式のように上層厚の指数関数形で表現し、塩水流出量 ( $Q_{sout}$ ) を求めることとした。

$$Q_{sout} = \gamma \times Q_{out}, \quad Q_{fout} = (1 - \gamma) \times Q_{out} \quad (4)$$

$$\gamma = \gamma \times \exp(-CE \times h_f) \quad (5)$$

上式により、下層から上層に取り込まれる塩分量は上層厚のみに依存するが、湖外に流出する塩水量は、この連行率と網走川流量に依存する、という現地観測から判明した定性的な傾向を簡便かつ自然に表現できる。モデル中に含まれる2つのパラメータ ( $\gamma$ ,  $CE$ ) については、実測結果と比較しながら最適値を同定するものとした。

#### b) 吸い上げモデルについて

吸い上げモデルは湖内と出口部の界面上の動水勾配に起因する塩水流出を理論的に解析するモデルである。ここでは、図-15に示すように吸い上げ型の塩水流出が起り得る運動学的な条件とそのときの塩水流出量の算定方法について示す。なお、条件式の誘導は吉川<sup>20)</sup>に依った。湖心部 (B) と湖出口部 (A) の2点間の淡水部と塩水部にそれぞれベルヌーイの定理を適用する（厳密には、塩淡水界面のごく近傍の上層・下層の流線にそれぞれ適用する）。

上層のA, B間にベルヌーイの定理を適用すると、

$$\frac{v_{B1}^2}{2g} + \frac{P_{B1}}{\rho_1 g} = \frac{v_{A1}^2}{2g} + \frac{P_{A1}}{\rho_1 g} \quad (6)$$

下層のA, B間にベルヌーイの定理を適用すると、

$$\frac{v_{B2}^2}{2g} + \frac{P_{B2}}{\rho_2 g} = \frac{v_{A2}^2}{2g} + \frac{P_{A2}}{\rho_2 g} \quad (7)$$

表-1 水位流量関係式に含まれる定数の与え方

	a	b	c	d
1975～87年	4.84	1.69	6.13	0.17
1988～90年	8.96	1.38	5.21	0.03
1991年以降	1.47	2.76	4.71	0.20

ここで、 $v_{A1}$ 、 $v_{A2}$ 、 $v_{B1}$ 、 $v_{B2}$ はそれぞれA点とB点の上下層の平均流速を、 $P_{A1}$ 、 $P_{A2}$ 、 $P_{B1}$ 、 $P_{B2}$ は圧力を、 $h$ は湖心と湖出口部の標高差を示す。

静水圧分布を仮定し、 $v_{B1}=v_{B2}=0$ と近似することにより、式(6)、(7)からそれぞれ次式が得られる。

$$v_{A1} = \sqrt{2g\Delta h} \quad (8)$$

$$v_{A2} = \sqrt{2g \left\{ \left[ \frac{\rho_1}{\rho_2} - 1 \right] h + \frac{\rho_1 \Delta h}{\rho_2} \right\}} \quad (9)$$

$v_{A2} > 0$ 、かつ  $h-D > 0$  のときに下層塩水の流出があると見なすと、結果的に次の湖内塩水の流出条件式を得る ( $v_{A2} = 0$ 、 $h-D=0$  を式(8)、(9)に代入し、 $v_{A1}$ について解く)。

$$v_{A1} = \sqrt{2g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1}} = v_c \quad (10)$$

すなわち、湖出口 (A 点) の断面平均流速  $v_c$  が、式(10)より算定される  $v_{A1}$  より大きいときに下層塩水が吸い上げられて流出が起る。ところで、吸い上げ型の塩水流出は、湖盆形状、とりわけ湖出口部の幾何形状の影響を受けやすい。網走湖と網走川との下流側連結部 (▲印) の河床形状は、図-20 に示すように縦断方向に凸状を呈している。これにより、湖出口部の通水断面が狭まり、湖水流出時には流速増加を来すことから、式(10)に示す流出条件を満たしやすくなる。湖出口部の凸部は吸い上げ型の塩水流出を促す機能を有している。湖出口における塩水と淡水の流速は、式(8)、(9)と次の連続式を連立させることにより得られる。

$$Q = v_{A1} A_f + v_{A2} A_s \quad (11)$$

$A_f$ 、 $A_s$  は、それぞれ湖出口部の淡水層と塩水層の流水断面積である。 $v_{A2} A_s$  は塩水流出量、 $v_{A1} A_f$  は淡水流出量である。何れのモデルも複雑な実現象を扱うには単純化し過ぎる観はあるが、これらの水理学的機構を詳細に論じるだけの十分な現地データが得られてない現状ではやむを得ないものとする。各モデルの妥当性については、塩淡水境界面の長期変動のシミュレーション結果から帰納的に検証することとする。なお、塩水流出の成因・機構に応じて、代表的な2つのモデルを構築したが、これらは二者択一なものではなく、その頻度や程度は別にして、現実には両者の機構が混在するものと思われる。モデルの適用に際しては、網走湖を取り巻く水理・水文環境の変化に応じてどちらの機構が支配的かを見極める必要がある。

#### 4. 本モデルに用いた連行率の妥当性および物理性について

モデル計算に用いたパラメータである連行率  $r$  の妥当性と物理性を示すため、まず(1)モデル中の連行率  $r$  と連行係数  $E$  との関係を示すために、ついで(2)実測データから算出した網走湖の連行係数  $E$  の値と連行率  $r$  から算出した連行係数  $E$  との比較を行った。

##### (1) 本モデルで用いた連行率 $r$ と既存の連行係数 $E$ との関係

前述のとおり連行率  $r$  の定義は、湖出口における塩水流出量の総流出量に対する比である (図-11, 16 参照)。ここで、流出水に関しての体積の連続式は次のようになる。

$$Q_{out} = Q_{sout} + Q_{fout} \quad (12)$$

また、連行速度を  $u_e$ 、上層と下層の境界面の面積を  $A$  として、新たに体積の連続式を書き下すと以下のようになる。

$$Q_{out} = u_e A + Q_{fout} \quad (13)$$

式(12)と式(13)の右辺は等価であることより次式が得られる。

$$Q_{sout} = u_e A \quad (14)$$

ここに、純水の密度を  $\rho_0$  ( $\text{kg/m}^3$ )、湖出口における流出水の密度を  $\rho_1$  ( $\text{kg/m}^3$ )、湖内塩水層における密度を  $\rho_2$  ( $\text{kg/m}^3$ )、湖内淡水層における平均密度を  $\bar{\rho}$  ( $\text{kg/m}^3$ ) とすると、塩分の連続式は次のようになる。

$$(\rho_1 - \rho_0) Q_{out} = (\rho_2 - \rho_0) Q_{sout} + (\bar{\rho} - \rho_0) Q_{fout} \quad (15)$$

さらに、式(15)を変形すると次式が得られる。

$$\rho_1 Q_{out} = \rho_2 Q_{sout} + \bar{\rho} Q_{fout} + \rho_0 (Q_{out} - (Q_{sout} + Q_{fout})) \quad (16)$$

ここで、式(16)の右辺第3項は式(12)より消去され、さらに式(16)に式(14)を代入する以下のようになる。

$$\rho_1 Q_{out} = \rho_2 u_e A + \bar{\rho} Q_{fout} \quad (17)$$

また、式(14)を式(17)に代入すると次式のようにになる。

$$\rho_2 u_e A = (\rho_1 - (1-r)\bar{\rho}) Q_{out} \quad (18)$$

式(18)に式(13)を代入すると次のようになる。

$$\rho_2 u_e A = (\rho_1 - (1-r)\bar{\rho}) (u_e A + Q_{fout}) \quad (19)$$

ここで、淡水層全体を長方形断面と考え、網走湖の淡水層の長軸 (流れ方向) スケールを  $L_1$ 、それと直交する短軸スケールを  $L_2$  とすると、界面の面積  $A$  は  $A=L_1 L_2$  (長軸スケール×短軸スケール) となる。また、上層厚を  $h_1$  とすると、淡水層の流れ方向の断面積  $A_1$  は  $A_1=h_1 L_2$  (上層厚×短軸(横断方向)スケール) となる。これらより、淡水層の代表速度を  $u_f$  とすると、淡水の流出流量  $Q_{out}$  は以下のようになる。

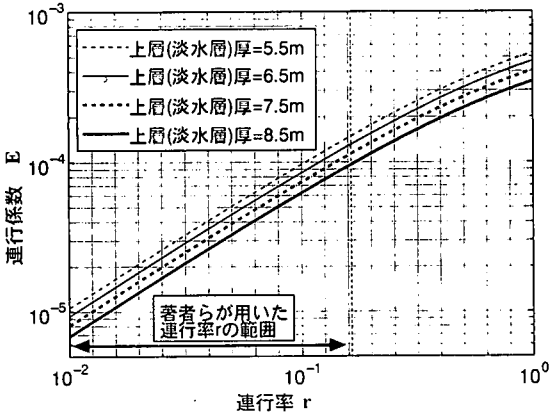


図-18 本モデルで用いた連行率  $r$  と連行率  $r$  から算出した連行係数  $E$  との関係

(本研究では、連行率  $r$  は融雪出水時において 20% 程度、通常時は 1~5% 程度の値となっていることから、網走湖における連行係数の上限値は  $1.0 \times 10^{-4}$  程度であり、下限値は約  $1.0 \times 10^{-5}$  であることがわかる。)

$$Q_{\text{out}} = A_1 u_f = A_1 u_f \frac{L_1}{L_1} = h_1 L_2 u_f \frac{L_1}{L_1} = A u_f \frac{h_1}{L_1} \quad (20)$$

式(19)に式(20)を代入すると式(21)のようになる。

$$\rho_2 u_e A = (\rho_1 - (1-r)\bar{\rho}) \left( u_e + \frac{h_1}{L_1} u_f \right) A \quad (21)$$

式(21)の両辺を  $A$  で割ると次のようになる。

$$\rho_2 u_e = (\rho_1 - (1-r)\bar{\rho}) \left( u_e + \frac{h_1}{L_1} u_f \right) \quad (22)$$

さらに、式(22)を変形すると以下の式となる。

$$u_e \left\{ \rho_2 + ((1-r)\bar{\rho} - \rho_1) \right\} = (\rho_1 - (1-r)\bar{\rho}) \frac{h_1}{L_1} u_f \quad (23)$$

式(23)の両辺を  $u_f$  で割り、式を整理すると次式となる。

$$\frac{u_e}{u_f} = \frac{\rho_1 - (1-r)\bar{\rho}}{\rho_2 + \left\{ (1-r)\bar{\rho} - \rho_1 \right\}} \frac{h_1}{L_1} \quad (24)$$

連行係数  $E$  は連行速度  $u_e$  と上下層の速度差の比である。現地観測結果より網走湖の下層流速  $u_2$  は上層流速  $u_1$  に比べ小さいものと考えられるので、 $\rho_1 \approx \rho_2 \approx \bar{\rho}$  とすると式(24)より連行係数  $E$  は次のように表せる。

$$E = \frac{u_e}{|u_1 - u_2|} \approx \frac{u_e}{u_f} = \frac{r}{1-r} \left( \frac{h_1}{L_1} \right) \quad (25)$$

式(25)が本モデルで用いた連行率  $r$  と連行係数  $E$  との関係式であり、本研究で用いた連行率  $r$  は既往の連行係数と合理的に結びついていることがわかる。

## (2) 本研究のモデルに用いた連行率 $r$ の妥当性

図-18 は本モデルで用いた連行率  $r$  と式(24)により求めら

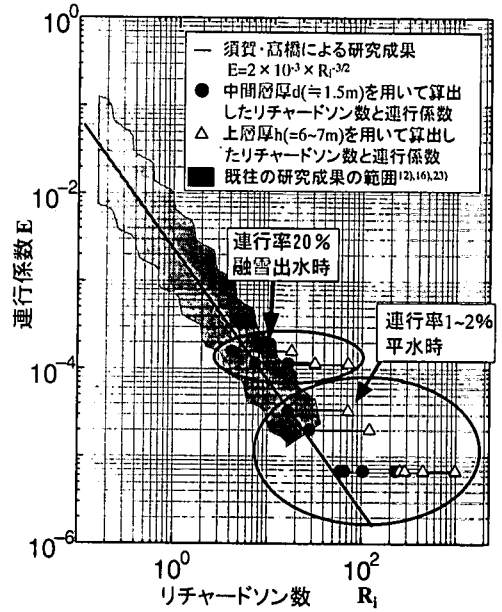


図-19 本モデルで用いた連行率  $r$  から算出した連行係数  $E$  とリチャードソン数  $R_1$  との関係

(図中の実線で示す須賀・高橋による式( $E=2 \times 10^{-3} \times R_1^{3/2}$ )と本モデルで用いた連行率  $r$  から算定した連行係数  $E$  はほぼ一致していることがわかる。ここでのリチャードソン数は中間層厚  $d$  を用いて算出したもの(○印)と上層厚  $h$  を用いて算出したもの(△印)の両方を記載した。中間層厚  $d$  を用いて算出したリチャードソン数の方が須賀・高橋らの研究結果および既往の研究結果と一致しており、網走湖のようなスケールの大きな水域では中間層厚  $d$  を用いる方が有用であることがわかる。)

れた連行係数  $E$  との関係を示す。網走湖における連行係数は、上限値が  $1.0 \times 10^{-4}$  程度であり、下限値は  $1.0 \times 10^{-5}$  程度と、既存のデータに比し小さな値を示す。なお、上限値は連行率が 20%、下限値は 1% に相当する。その理由として網走湖は強固な成層構造を呈しており、連行しにくい成層状態にあること、湖内の流速が小さい(観測された最大値が 20cm/s 程度である)ことが挙げられる。したがって、流れが連行に与える影響が小さく、このような値となることは妥当であると考えられる。また、図-19 は連行率  $r$  から求めた連行係数  $E$  とリチャードソン数  $R_1$  の関係を示す。なお、リチャードソン数  $R_1$  の算出は次式に依った。

$$R_1 = \frac{(\rho_2 - \rho_1) / \rho_1 g d}{(u_1 - u_2)^2} \quad (26)$$

ここに、 $d$  ( $\approx 1.5\text{m}$ ) は中間層厚、 $\rho_1$ 、 $\rho_2$  ( $\approx 1003, 1014\text{kg/m}^3$ ) は上・下層の密度であり、現地観測データを用いた。 $u_1$ 、 $u_2$  は上・下層の代表流速であり、湖内で観測された上層と下層の流速データ(既に水工学論文集で公表されたもの参考文献<sup>4)</sup>の図-5a, 6a, 8aを参照されたい。)を平均したものである。これより、連行率  $r$  から算出した連行係数は須賀・高橋による実測値( $E=2 \times 10^{-3} \times R_1^{3/2}$ )とほぼ一致しており、

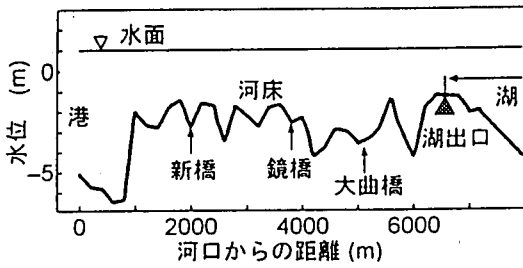


図-20 網走川下流河道の最深河床形状

(網走川と湖との連結部の河床形状は、縦断方向に凸状を呈している。これにより、湖水流出時の流速が局部的に増加するため、結果的に吸い上げ型の塩水流出が促進されるものと考えられる。)

連行率  $r$  は連行現象を捉えるためのパラメータとして有用であることがわかる。なお、二層流場では、上層厚を用いて  $R_s$  数を定義する場が多いが、 $R_s$  数の物理性から考えると鉛直変化のスケールを用いるのが本旨である。そのような観点からすると、湖沼や海洋などのスケールの大きな水域においては、その成層安定性を論ずるのに上層厚よりも中間層厚で定義する方が実状に適している。須賀・高橋は  $R_s$  数を上層厚を用いて定義しているが、ここでは中間層厚を用いることにした。

## 5. 網走湖における塩淡水境界面の長期・短期変動のシミュレーション

本章では、網走湖における塩淡水境界面の長期・短期変動のシミュレーションを行うことにより、湖水の塩水化の機構とモデルの適用性について考察した。その際、塩水流出モデルには、成因・機構の異なる連行型と吸い上げ型の2つのモデルを適用した。

### (1) 計算条件

式(1)、(2)を Runge-Kutta-Gill 法により計算し、1975年から1997年までの湖上層厚と下層厚の算定を行った。水深ごとの湖の水平断面積  $A_1$ ,  $A_2$  の値については、等水深線図から得られる水深 1m ごとの断面積を所要の水位に応じて線形補間したものをを用いた (図-21)。湖出口での流量の算定には、前述のとおり大曲観測所 (前出) での水位流量関係式を用いた。その際、網走港の潮位に実測値を、大曲水位 (G) には計算により得られる湖水位 (湖心部) と潮位の実測データから線形補間した値を与えた。また、湖内に流入する淡水流量には、網走川本郷地点 (前出) での日流量データを時間単位に換算して使用した。なお、網走湖に流入する河川は、網走川の他にも女満別川、トマップ川、サラカオーマキキン川がある。そこからの流入を全て考慮するため、網走川流量に 1.24 (網走川流量を基準として各河川流量を流域面積に応じて比例配分することにより算定した) を乗じた値を流入条件として与えた。表-2に

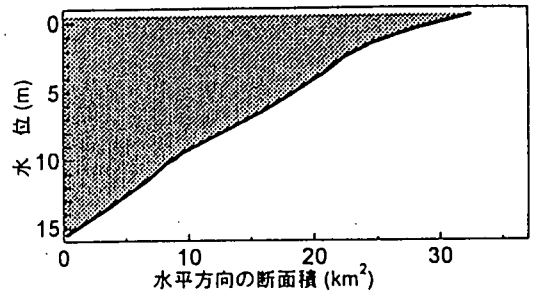


図-21 網走湖の水位と水平方向の断面積の関係

計算条件を示す。計算時間間隔  $\Delta t$  は 1 時間としている。

### (2) 塩淡水境界水位の経年変動のシミュレーション

上記計算条件の下で、1975年から1997年までの網走湖における塩淡水境界面の長期変動について再現計算を行った。なお、塩水流出量の算定に用いた2つのモデルは、想定する成因・機構を異にすることから、両者を対比させて、その優劣を判定することは無意味と言えよう。しかしながら、界面水位に応じた塩水流出の支配的な形態、各モデルの特徴を明らかにするため、ここでは敢えて同じ条件の下で別々に計算を行った。図-22(a), (b)は、連行モデルに含まれるパラメータ ( $\gamma$ , CE:以下に「連行パラメータ」と称する) を各種に設定したときの湖面水位、塩淡水境界水位の計算結果 (Case1~5) を示す。何れの結果も、1976年から塩淡水境界水位が上昇し、1987年頃を境に下降局面に移行する、という共通の傾向を示している。従って、パラメータを変えても長期界面変動の定性的な傾向にはほとんど影響のないことが分かる。

図-23は、代表的な連行パラメータ ( $\gamma=0.2$ ,  $CE=0.2$ ) を用いたときの計算結果 (Case6) と実測値を比較したものである。これより、連行モデルは、1976~1987年頃までの塩淡水境界面上昇傾向を比較的良好に再現するものの、それ以降の挙動については定性的にも異なった傾向を示すことがわかる。すなわち、実測値がほぼ横這い傾向を示すのに対し、計算結果は低下傾向にあることから、実測値との乖離が年々拡大している。このことは、界面水位がピークを過ぎるころから、下層塩水の流出量を実際よりも過大に評価する傾向のあることを示唆している。図-24は、境界変動の実測値に適合するように連行パラメータ ( $\gamma$ , CE) を設定したときの水面・界面の時系列を表したものである。ここでは、 $\gamma$  を 2.0 に固定し、CE を 1987年を境に 0.2 から 0.3 に変えている。これにより、かなり実測値に近い値が再現できるようになった。しかしながら、次章で詳述する季節変動、とりわけ出水時の界面変動を連行モデルでは再現できない。次に、吸い上げモデルによる界面変動特性を明らかにするため同様の計算を行った (図-25)。吸い上げモデルでは、1987年までの界面水位の上昇期の挙動を実



表-2 計算諸元と計算条件

計算諸元		
	上層	下層
初期層厚(m)	10.6m	6.0m
密度(kg/cm <sup>3</sup> )	1003	1014

計算条件						
	塩水流出モデル	連行パラメータ		対象期間・年度		
		$\gamma$	CE			
Case1	連行	0.2	0.16	1975年 ～ 1997年		
Case2			0.22			
Case3			0.3			
Case4		0.1	0.22			
Case5		0.3	0.22			
Case6		0.2	0.2			
Case7						
Case8	連行	0.2	0.3	1994年		
	吸い上げ					
Case9	連行			1995年		
	吸い上げ					
Case10	連行			1996年		
	吸い上げ					
Case11	連行	0.2	0.7	1997年		
	吸い上げ					
Case12	結合			0.2	0.7	1975年～ 1997年
Case13						1994年
Case14						1995年
Case15		1996年				
Case16		1997年				

(3) 塩淡水境界水位の短期変動のシミュレーション

図-26(a), (b)は、それぞれ連行モデルと吸い上げモデルを用いたときの1994年の湖水位、塩淡水境界水位および塩水流出、海水流入量の計算結果を示す。同様に、図-27、図-28、図-29は、それぞれ1995年、1996年、1997年に対応したものである。なお、連行モデルのパラメータ $\gamma$ 、CEについてはそれぞれ0.2および0.3とした。各年の気象、網走川流量の一般的特性については、既に2章でも述べているので省略する。塩淡水境界面の短期変動の共通の特徴は、融雪出水や青潮時に明確な界面低下を示すが、それ以外では多少の変動はあるものの、横這いか僅かに下降傾向を示すことにある。また、青潮発生時(1995年11月8日と1997年5月3日)の界面低下は融雪時に比較すると急激に生じる。

a) 塩淡水境界面の変動特性

界面水位の変動特性について両モデルの計算結果を比較すると、出水後の挙動および全体的な傾向に両者の特徴が顕著に現れている。出水後の界面低下が吸い上げモデルでは急激に生じるのに対し、連行モデルでは緩やかである。また、出水時の河川流入の影響を除いた全体の挙動については、前者が緩やかな上昇傾向を示すのに対し、後者では緩やかな下降傾向にある点に違いが見られる。次に、実測値との比較を行う。ただし、季節による躍層厚の違いや風等による界面変動のため、ここに示す界面水位の値には最大30cm程度の表示誤差が見込まれる。従って、厳密な比較を行うことは本旨ではなく、特徴的な事項に絞って考察を行うものとする。計算結果を概観すると、年度の気象・流出特性に応じて実測値を良好に再現しているケースとそうでないケースが見られる。前者の代表的な事例として、両モデルとも1994年、1995年、1996年の計算結果が当てはまる。しかしながら、局所的には上述のモデルの特徴に対応して、微細ではあるが重要な点に違いが見られる。すなわち、吸い上げモデルでは、融雪出水時の明確な界面低下が表現され得る(ただし、実際よりも早期に現れている)のに対し、連行モデルではほとんど再現できていない。また、全体的な傾向に注目すると、連行モデルでは年間を通して下降傾向を示すのに対し、吸い上げモデルでは上昇傾向にあるため毎年10月頃から実測値との乖離が著しくなる。なお、連行モデルにおいても1995年11月初旬には実測値との乖離が生じているが、これは青潮発生によるものである。一方、後者の代表的なケースとして1997年の挙動が当てはまる。両モデルとも実測値をほとんど再現していないことがわかる。特に5月以降では、融雪出水時に大規模な青潮が発生したため、実測値と計算値に2m近い差異が認められる。以上から、各モデルによる短期的な現象の再現性について要約する。出水時の界面低下については、吸い上げモデルの方が連行モデルよりも再現性が良いのに対し、全体的な傾向については、反対に連行モデ

際よりも高めに算定するものの、1987年以降の長期的な傾向を定量的にも、定性的にもほぼ適正に捉えている。ただし、詳細に比較すると、短期的な変動に位相のずれや周期の違い等が散見される。以上から、それぞれのモデルの適合性と塩水流出機構について以下のように要約できる。すなわち、連行モデルは、1987年までの界面上昇期の挙動を良好に再現するのに対し、それ以降の界面水位を実際よりも過小に評価する傾向を示す。一方、吸い上げモデルは、連行モデルとは反対に、1987年以降の界面の横這い傾向期の挙動を定性・定量的に捉えることが可能である。このように、1987年を境に現象の再現に適するモデルの種類が変わることから、上層厚の変化に応じて塩水流出の支配的な形態が遷移する可能性が指摘できる。なお、1997年5月初旬には、融雪出水と青潮が重なったことによる界面の急激な低下が確認された。両モデルともこの界面低下を再現することができなかったが、これについては界面傾斜に伴う影響が考慮にされていないためであり、今後の課題とする。塩淡水境界の変動特性を明確にし、塩水流出の機構を詳細に考察するため、以下に一年間の塩淡水境界水位および塩水流出の挙動について解析を行う。なお、対象期間は、実測値との対応が可能な最近の挙動に絞っている。

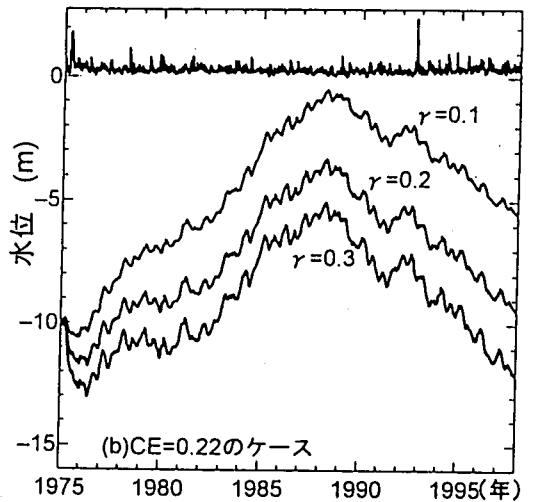
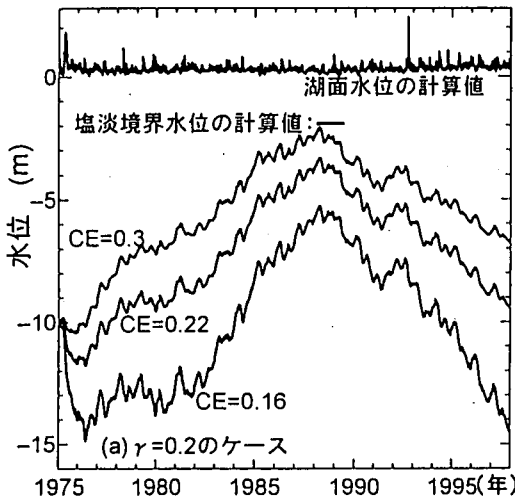


図-22 塩淡水境界面の長期変動 (連行モデルによる)

(a)  $\gamma=0.2$ ,  $CE=0.16, 0.22, 0.3$  (Case1~3) のとき

(b)  $CE=0.22$ ,  $\gamma=0.1, 0.2, 0.3$  (Case2, 4, 5) のとき

(連行モデルによる計算結果は、何れも1976年以降に上昇傾向を示すが、1987頃をピークに下降傾向に転じる、という共通の傾向を示している。従って、パラメータ( $\gamma$ ,  $CE$ )を変えても定性的な傾向にはほとんど影響を及ぼさない。)

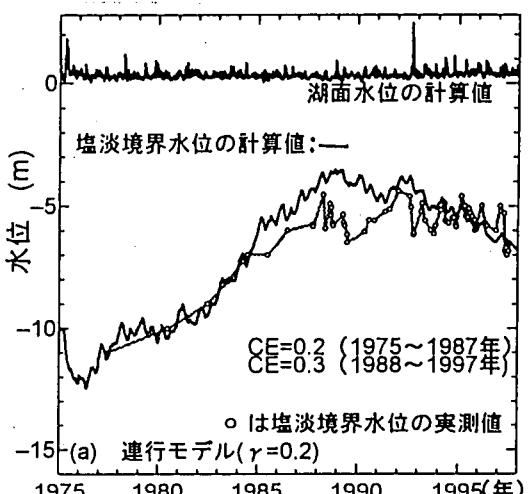
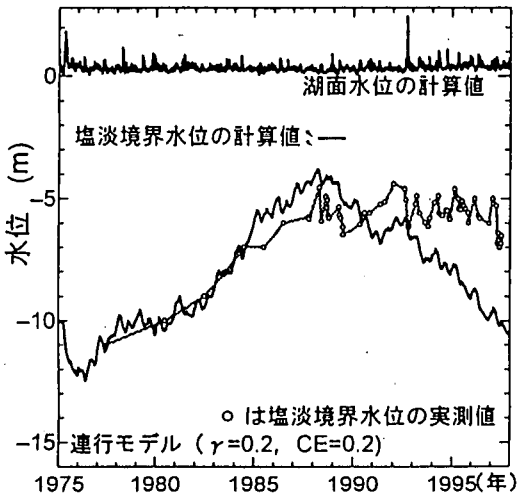


図-23 連行モデルによる計算結果と実測値との比較

図-24 連行モデルによる計算結果と実測値との比較

$\gamma=0.2$ ,  $CE=0.2$  (Case6) のとき

$\gamma=0.2$ ,  $CE=0.2$  (~1987年),  $CE=0.3$  (1988年~) (Case7)

(連行モデルによる計算結果は、上昇期の傾向を比較的良く捉えている。しかしながら、1987年以降の挙動については、実測が横ばい傾向を示すのに対し、計算結果は下降傾向を示している。このことから、連行モデルは、1987年以降の塩水流出量を過大に評価するものと推察できる。)

(1987年を境に連行率パラメータ ( $CE$ ) を変えることにより、実測値に近い値を示すようになった。しかしながら、1987年以降は依然として低下傾向を示している。)

の方が実際の挙動を良好に捉えている。これらの差異は、主に下層塩水の流出量の算定方法の違いによるので、各モデルによる塩水流出特性について以下に触れる。

#### b) 下層塩水の流出特性

下層塩水の流出量の計算結果には、両モデルの特徴が如実に現れている。吸い上げモデルでは湖外への流出が融雪や大雨時の出水期に短期集中的に生じているのに対し、連行モデルでは一年を通して継続的に見られる。もっとも、連行モデルにおいても出水期には塩水流出量の増加が見られることから、塩水流出挙動、ひいては界面変動は上流河

川からの流入水の影響を強く受けることがわかる。連行率に注目すると、吸い上げモデルでは出水時に明確なピークを示す(10~40%)が、それ以外の時期では0%である。一方、連行モデルでは一年を通してほぼ一定値(5%程度)を示すが、出水時に僅かながら低下傾向を示すことがわかる。出水期に連行率が低下するのは次に述べるモデルの性質によるものである。連行モデルは、上層厚の減少が連行を促進する、という長期的な現象を表現したものである。ところが出水期には、河川流入量の増加により湖面水位が上昇する(上層厚が増加する)ため、連行率に減少を来す。ただし、この時期は湖水の流出量も増加するので、湖外に

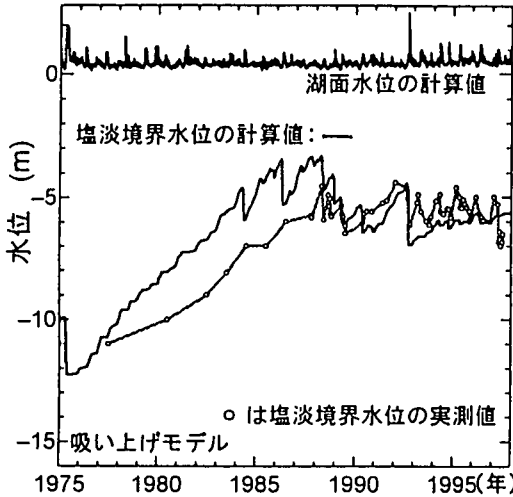


図-25 吸い上げモデルによる計算結果と実測値との比較  
 (Case8: 吸い上げモデルによる計算結果は、上昇期の挙動を実測値よりも高めに評価するものの、1987年以降の全体的な挙動については、定量的にも、定性的にも良好に捉えていることがわかる。)

流出する塩水量は増加する。ところで、観測結果から算定された連行率の値は、恒常的に1%程度であり、それが降雨時には10%、融雪期には20%近くまで増大することが判明している(ただし、融雪のピーク流量時については計測することができなかったため、実際はさらに大きな値を示す可能性がある)。従って、河川が増水しない限りは、実際の連行率の値は恒常的に1%程度を示すものと思われる。連行モデルでは、それが3~5%と高目に評価されるものの、1年間を通してほぼ一定値を示すことから、パラメータを変えることにより連行に起因する塩水流出挙動を再現し得るものと推察できる。これに対し、吸い上げモデルでは、出水時以外の塩水流出挙動が再現できないものの、出水時の連行率が10~40%と実測結果から推定してもほぼ妥当な値であることから、出水時の塩水流出挙動を再現し得ることがわかる。以上より、連行に起因する恒常的な流出成分を表現するには連行モデルが、出水期の短期的な流出現象を再現するには吸い上げモデルが、それぞれ適していることがわかった。従って、網走湖における塩淡境界面の将来の変動予測を行うには、塩水流出モデルとして吸い上げモデルと連行モデルを組み合わせたモデルの適用が有効と思われる。

#### (4) 結合モデルによる界面挙動のシミュレーション

ここでは、結合モデルを用いて、界面の長期変動特性について再現計算を行った。再現計算では、連行モデルと吸い上げモデルから1ステップごとに湖内塩水の流出条件を物理的・経験的に判定して塩水流出量を算定し、その結果を次のステップに順次反映させながら陽的に計算を行った。図-30は、長期の界面変動のシミュレーション結果であり、

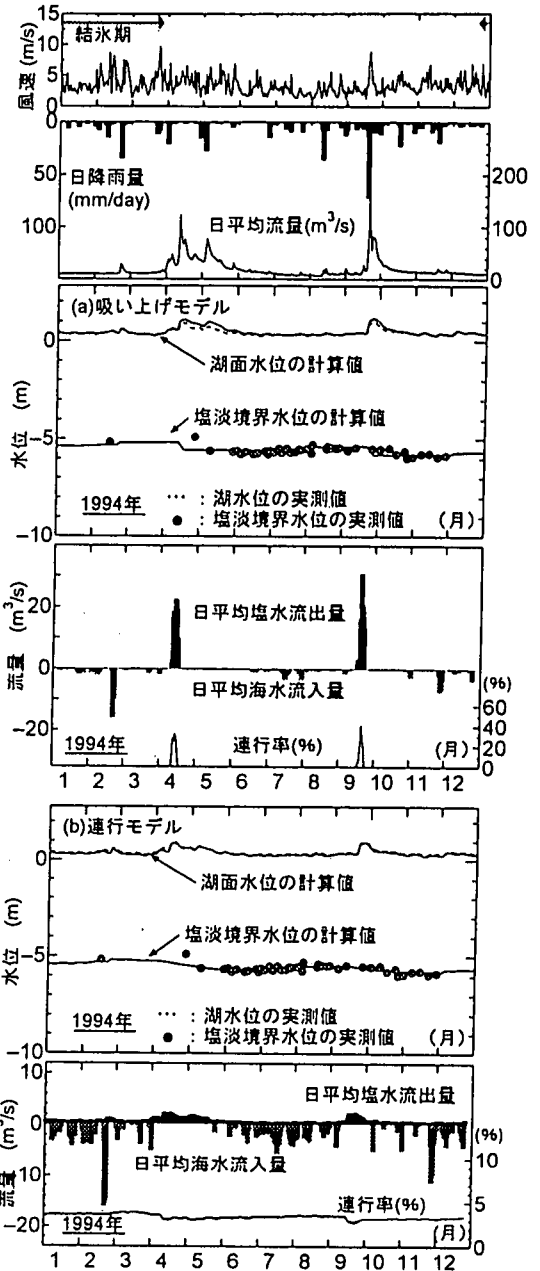


図-26 塩淡境界水位変動と塩水流出・入挙動の計算結果  
 (a)吸い上げモデル、(b)連行モデル (Case9: 1994年)  
 (両モデルとも実測値をほぼ良好に再現している。局部的に見ると、吸い上げモデルが、融雪出水後の低下を再現する(低下の時期が実際より早期に現れるが)のに対し、連行モデルでは、ほとんど再現できていない。連行率は、前者が出水期に30~40%程度であるのに対し、後者では、常時3~4%程度に保たれており、かつ出水期には減少傾向を示すことがわかった。)

図-31(a), (b), (c), (d)は、それぞれ1994年、1995年、1996年、1997年の短期的な変動特性と塩水流出特性を表したものである。なお、両モデルの結合においては、連行モ

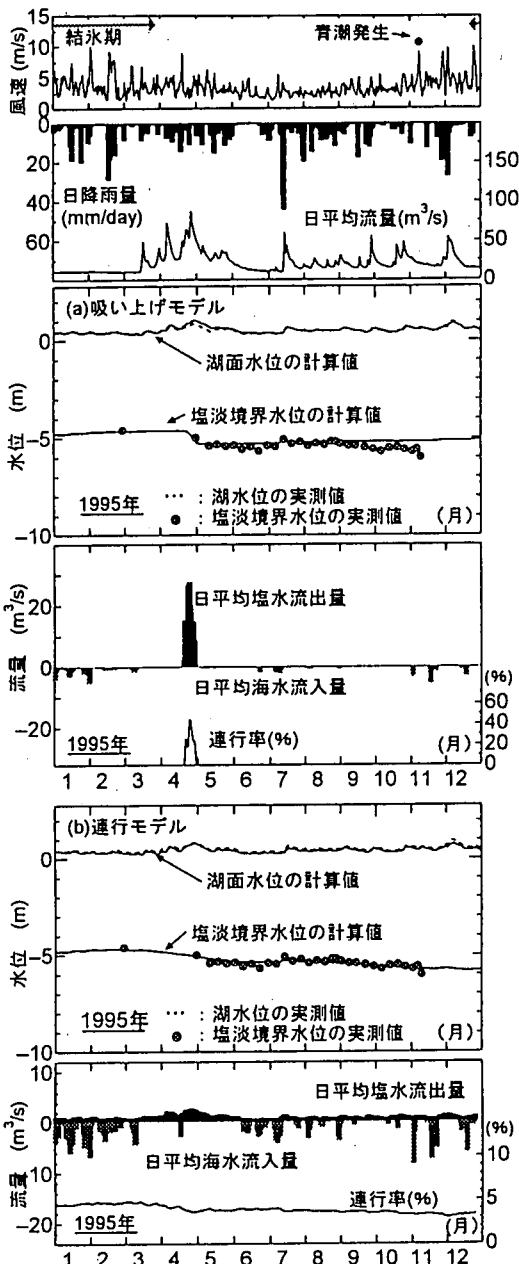


図-27 塩淡水境界水位変動と塩水流出・入挙動の計算結果  
(a)吸い上げモデル, (b)連行モデル (Case10:1995年)

(両モデルとも実測値をほぼ良好に再現している。局所的には1994年とほぼ同様の傾向を示す。即ち吸い上げモデルでは出水後に急激な低下を示すが、連行モデルでは緩やかに低下している。なお、11月8日には、青潮が確認されたが、その影響を計算により再現することはできなかった。)

デルから算定される連行率が常に1%未満になるように $\gamma$ , CE を設定する必要がある。ここでは便宜的に $\gamma=0.2$ , CE=0.7 を用いて計算を行った(平水時に行った現地観測結果から、連行率 $r$ の概算値は1%未満であった。 $r=0.2$ , CE=0.7 とおくと連行率は1%程度となり良好なシミュレーション結果を得る)。これらの結果から、結合モデルを用い

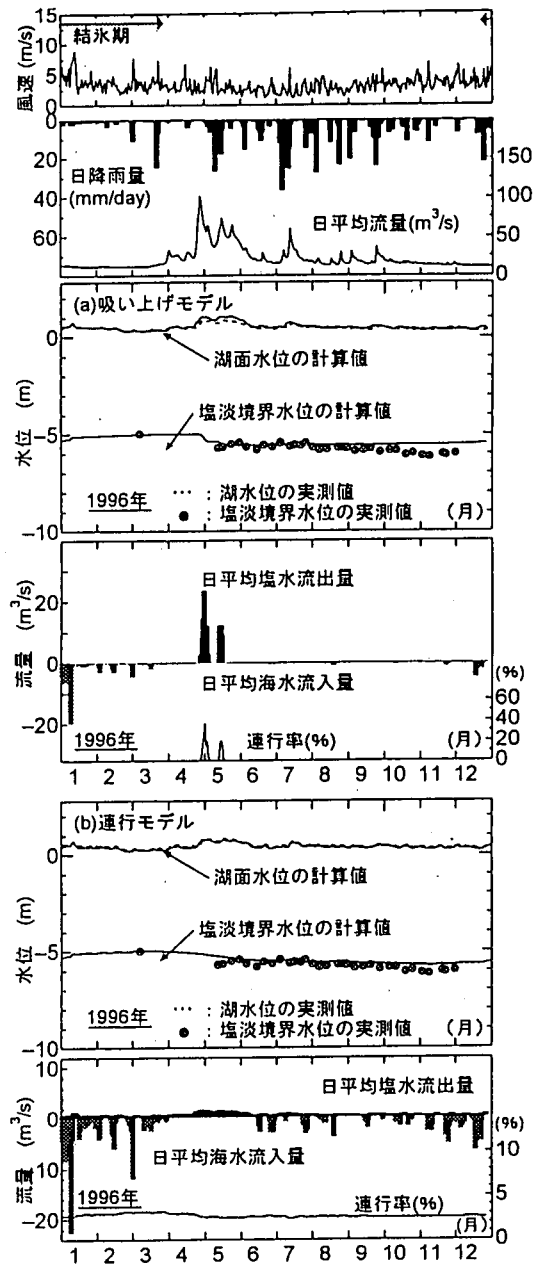


図-28 塩淡水境界水位変動と塩水流出・入挙動の計算結果  
(a)吸い上げモデル, (b)連行モデル (Case11:1996年)

(両モデルとも8月に降に実測値との乖離が見られるものの、ほぼ良好に実測値を再現している。連行モデルでは、出水後の界面低下が再現できていない。連行率は、前者が出水期に10~20%程度であるのに対し、後者では、常に2~3%程度に保たれている。)

用いることにより網走湖の過去20年間の長期的な界面挙動をかなり良好に再現できることがわかる。即ち、計算結果では、①1976~1987年の間は長期的に上昇傾向を示すが、②それ以降の10年間には横這い傾向を示す、等の挙動をほぼ再現できるようになった。さらに③界面の長期的な横這い傾向期における周期的な季節変動を同時に再現することが

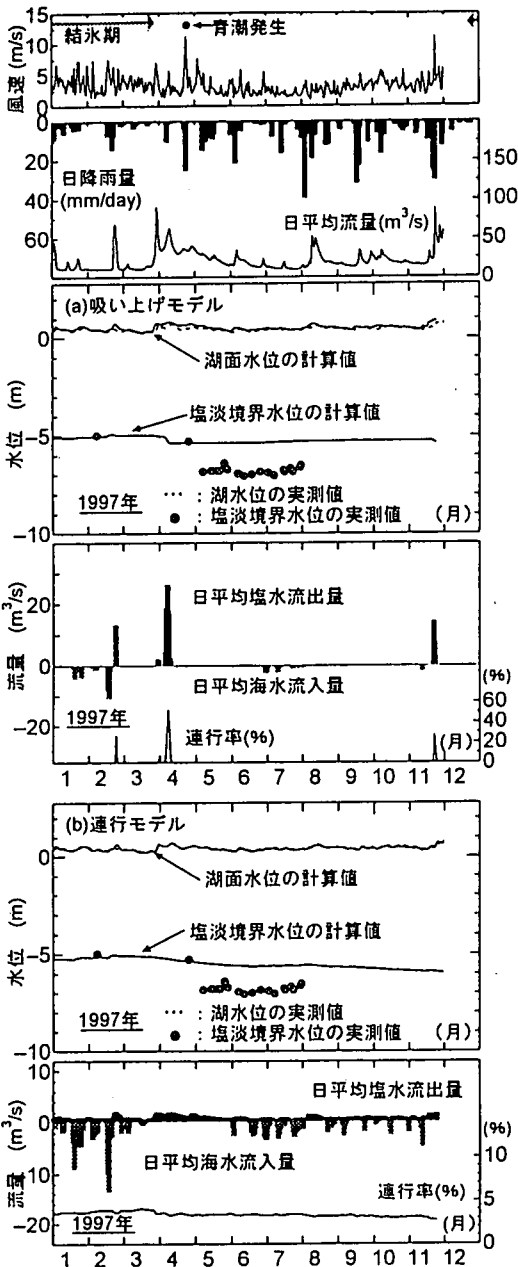


図-29 塩淡水境界水位変動と塩水流出・入挙動の計算結果 (a) 吸い上げモデル, (b) 運行モデル (Case12:1997年)

できた。ただし、その振幅の大きさ、位相において実測値との間に僅かな差異が認められるが、前述のように実測値自体にもその程度の誤差が含まれることから、精度向上のためのさらなる検証は現状では困難である。

以上のように本モデルは、網走湖という特定の湖を念頭に導出されたものであるが、これにより他の水域への適用が妨げられるものではない。前述のようにモデル中に使用した連行率  $r$  は、従来の連行係数  $E$  に合理的に結びついており、かつシミュレーションに用いた  $r$  値から算定した

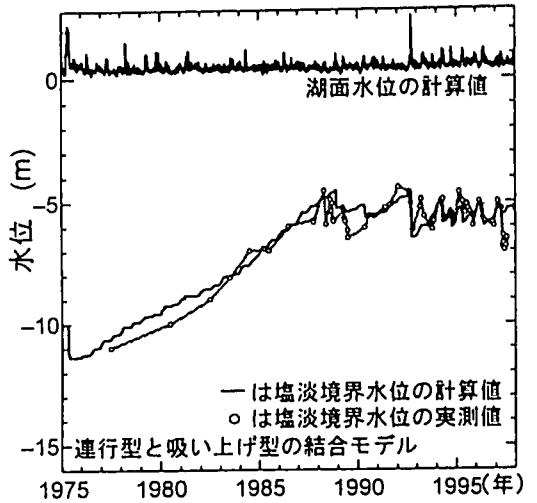


図-30 運行モデルと吸い上げモデルとの結合モデルによる塩淡水境界水位の長期変動の計算結果 (Case13)

連行係数  $E$  は、既往の研究成果に合致した値であることが確認されている。要は、水域の特性に応じて最適なパラメータ値を同定することが重要となるが、これについては過去に蓄積されたデータに基づき再現計算を行うことにより実用上の精度で同定できることを本論分中に示したとおりである。外海からの塩水流入量の算定も同様である。

## 6. まとめ

塩淡水二成層を有する汽水湖沼の長期的な界面変動予測モデルを構築した。これを用いて、1975年以降の網走湖における界面変動のシミュレーションを行い、塩水化の機構とモデルの適用性について検討した。本研究で得られた主要な成果は以下のようである。

(1) 塩水の流出・入に伴う網走湖の塩淡水境界水位の変動は、数年から数十年という長期的な経年変動成分と短期的な季節変動成分に大別できる。1976~1987年頃までの界面上昇期の挙動は、主に経年変動成分に支配され、それ以降の横這い傾向期には、1年周期の季節変動成分が卓越する。

(2) 塩淡水境界水位の低下は、主に上流河川からの流入に伴う湖内塩水の流出形態に支配される。それは、①界面の不安定現象や風・河川水の流入等に起因する連行・拡散によって生じるタイプ(連行型)と②河川水の流入に伴い下層塩水が吸い上げられるように湖外に流出するタイプ(吸い上げ型)の2通りに分類できる。

(3) 連行型の塩水流出では、連行・拡散により一旦上層に取り込まれた塩水が、河川水の流入により押し出されるように流出するのに対し、吸い上げ型では、湖心部と湖出口部を連ねた界面上の動水勾配によって、下層塩水が這い上がって流出する。前者は1年を通して恒常的に起こり得るが、後者は出水時においてのみ集中的に生じる現象である。

(4) 連行型の塩水流出現象を表わす指標として連行率  $r$  を定



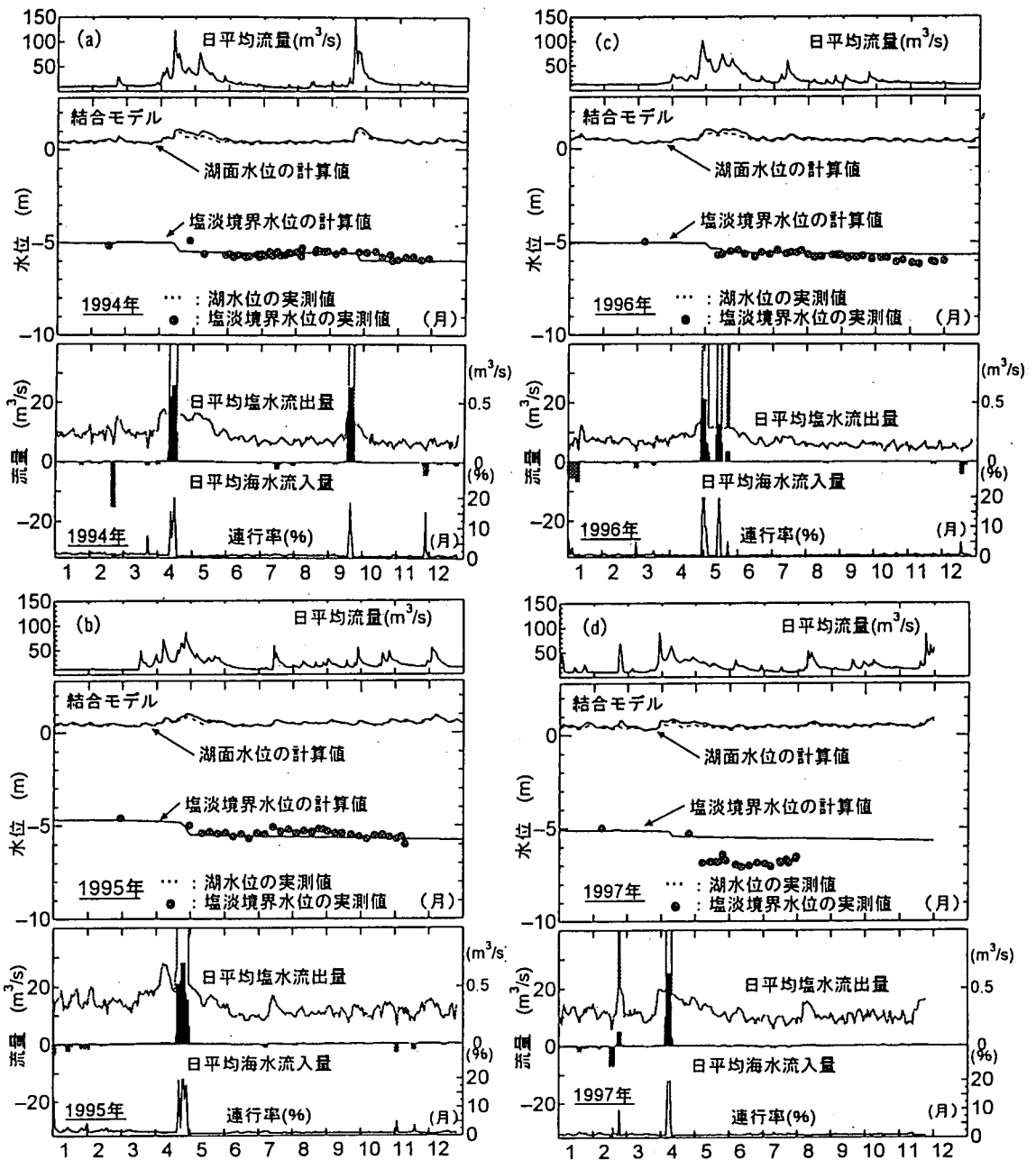


図-31 塩淡水境界水位変動と塩水流出・入挙動の計算結果

(a) Case14: 1994年, (b) Case15: 1995年, (c) Case16: 1996年, (d) Case17: 1997年

義した。連行係数 E に関する既往の研究成果との比較から連行現象を捉えるための指標として有用であることを確認した。平水時の連行率の値は 1% 未満であるのに対し、出水時には 20% 程度まで増加する。

(5) 1987 年までの長期的な界面上昇期には前者の流出形態が、それ以降の横置い傾向期には後者の形態が支配的となることが、連行、吸い上げおよび両者を結合した塩水流出モデルを用いて行った最近 20 年間の網走湖の界面変動のシミュレーション結果から明かとなった。なお、結合モデルを用いて網

走湖の界面変動を再現するには、平水時の塩水流出を連行による恒常的な成分と見なし、連行率が 1% 以内となるようにモデル中に含まれるパラメータ ( $\gamma$ , CE) の値を設定する必要がある。

(6) 近年の青潮や強風時の下層塩水の湧昇現象に伴う界面の低下量が、長期的に見ても無視し得ない程大きいことがわかった。特に、融雪出水期に青潮が発生した場合は 2m 近い界面低下が見られた。青潮の頻度が年々増加傾向にあることに鑑み、将来の界面変動を予測するにはその影響を考慮し得るモ

デルの開発が不可欠となる。

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、観測に際し多大なる支援をいただいた。北見工業大学工学部内島邦秀助教授と早川博助手からは研究全般に対し多くの助言を頂いた。北海道大学工学部清水康行助教授からは数値解析に際し助力を得た。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。

#### 参考文献

- 1) 乗嶋知哉, 高橋克人, 宮島滋丘, 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入に関する研究, 水工学論文集, 第 37 巻, pp.305-312, 1993.
- 2) 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)
- 3) 池永均, 山田正, 向山公人, 三沢大輔, 内島邦秀, 平野道夫, 宮島滋丘: 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.
- 4) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 向山公人, 平野道夫, 井出康朗: 網走湖における吹送流の発生と成層界面の挙動に関する研究, 水工学論文集, 第 41 巻, pp.481-488, 1997.
- 5) 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.
- 6) 池永均, 山田正, 向山公人, 大島伸介, 内島邦秀: 網走湖の塩水化の機構と塩淡水二成層の長期変動特性に関する研究, 土木学会論文集, No.600/II-44, pp.85-104, 1998.
- 7) 石川忠晴: 小川原湖に侵入する塩分の計算モデルの検討, 水工学論文集, 第 35 巻, pp.191-196, 1991.
- 8) 長尾正之, 西部隆宏, 石川忠晴, 山浦勝明: 小川原湖への塩分侵入現象の確率統計的考察, 水工学論文集, 第 40 巻, pp.583-588, 1996.

- 9) 日比野忠史, 福岡健二, 池内幸司: 季節および日々の気圧配置の変化に伴う閉鎖性汽水湖内部での流れ場の特性, 土木学会論文集, No.579/II-41, pp.93-103, 1997.
- 10) 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)
- 11) 北海道開発局網走開発建設部: 網走川治水史
- 12) 須賀亮三, 高橋晃: 塩淡水二成層の連行係数, 第 31 回土木学会年次学術講演会概要集, II, pp.383-384, 1976.
- 13) 有田正光, Jirka, G.H.: 二層流の連行および界面抵抗係数, 第 31 回水理講演会論文集, pp.479-484, 1987.
- 14) 石川忠晴, 田中昌宏: DIM 型の連行現象に関する理論的研究, 土木学会論文集第 416 号/II-13, pp.99-108, 1990.
- 15) 長尾正之, 石川忠晴, 長島伸介: 小川原湖に発生する傾斜ブルームの現地観測と連行係数の推算, 土木学会論文集, No.579/II-41, pp.105-114, 1997.
- 16) 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.
- 17) 吉田静男: 密度界面における混合機構の研究, 土木学会論文報告集, 第 273 号, pp.59-68, 1978.
- 18) 大久保賢治, 長井重威, 大林史典: 湖の多重塩析放流現象における正, 逆水温跳躍層の形成とその界面現象, 水工学論文集, 第 41 巻, pp.463~468, 1997.
- 19) 中辻啓二, 尹鏡星, 湯浅泰三, 村岡浩爾: 東京湾における吹送密度流と青潮発生機構との関連性, 海岸工学論文集, Vol.42, pp.1066-1070, 1995.
- 20) 玉井信行, 浅枝隆, 渡辺幸喜, 菅和利: 低レイノルズ数の成層密度流における混合, 第 40 回土木学会年次学術講演会概要集, pp.337-338, 1985.
- 21) 吉川秀夫: 水理学, 技報堂, pp.31-58, 1976.
- 22) 清水康行, 藤田隆博, 平野道夫, 山田正: 網走湖および網走川における塩分密度流の計算, 水文水資源学会誌 vol.1, no.1, pp.44~55, 1997.
- 23) 玉井信行: 密度流の水理, 技報堂, pp.127~138, 1980.

(1998. 3. 30 受付)

## PREDICTION OF THE LONG TERM BEHAVIORS OF THE DENSITY INTERFACE IN A BRACKISH LAKE

Hitoshi IKENAGA, Kimihito MUKOUYAMA, Shinsuke OSHIMA and Tadashi YAMADA

The numerical model of tank-model type to simulate and predict long term behaviors of the density interface in a brackish lake is proposed. From this calculation, we recognized that the outflow mechanism of the salt water in this lake, which is very sensitive to the inflowing discharge and has two types of suction and entertainment, plays important roles for the behaviors of the salinocline in Lake Abashiri. By using the outflow model, which mixed the entrainment type with the suction one, we can simulate the behaviors of the salinocline for the last decade correctly.