

6.2 網走湖の水理・水質特性

本章は、網走湖において生じている水理、水文、水質および生態系変化に関して、その実態を明らかにするとともに、将来生じ得るであろう各種現象とその対策について行っている調査・検討の概要をまとめたものである。

6.2.1 湖沼の概要

(1) 現状と課題

図 6.2.1は網走川流域と網走湖における降水量、流入流量、内部境界面水位等を示すものである。この湖では、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 6.2.1より湖水の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。図 6.2.2は本調査で行った研究の流れを示すものである。調査研究を始めるに当たっては、測定し易いものから始めると研究効率が悪く、また水文・水理、生態系等が複雑に絡み合う現象の一面のみを切り出して誤った結論に導いてしまう可能性も生じる。何を明らかにするかを研究の前段階に明確にしておく必要がある。すなわち、湖水の水理・水質、生態系特性やその経年変化が人間の社会活動や生産活動にどのような影響を与えているかを十分に調べる必要がある。

図 6.2.1中に示す青潮・アオコの発生回数記録より、1980年代後半から青潮・アオコの発生が見られる。一方、図 6.2.3は、塩水層の厚さあるいは塩淡境界層、水深の経年変化と湖岸におけるヤマトシジミの資源量の変化を示すものである。この図より1960年代以降の湖水の塩水化に伴い、ヤマトシジミが発現していることがわかる。即ち、湖水の塩水化はヤマトシジミを地域の重要な漁獲資源とするまでに到らしめている一方、湖の成層化は青潮・アオコの発生を誘発せしめ、魚類の斃死を招くことになっている。

さらに戦後の1950年代までは湖岸で湖水浴が出来るほどの水質を保っていたが、その後の水質の悪化により、近年では湖水浴が全く見られなくなっている。これらの現象が網走湖の水理、水文、水質、生態系の経年変化にともない、人間の社会活動や生産活動に多大の影響を与えている。この影響の度合をさらに詳しく論じることは紙面の制約からここでは省かざるを得ないが、この部分の認識を明瞭にする事が以後の研究の遂行にとって極めて重要なことである。

図 6.2.2中の「2. 問題の解決に当たっての調査研究プロセスの選択」では上記の現象を明確にする目的で、以下のプロセスで研究を遂行している。

1. 湖を含む流域の地理・地勢や水文諸量の一般的特性の把握
2. 湖内現地流動観測
3. 湖内流量の数値モデルの選択と数値計算及び結果の評価
4. 流域汚濁負荷源と湖への汚濁負荷流入量の調査
5. 諸課題に関する対策案の検討

6.2 網走湖の水理・水質特性

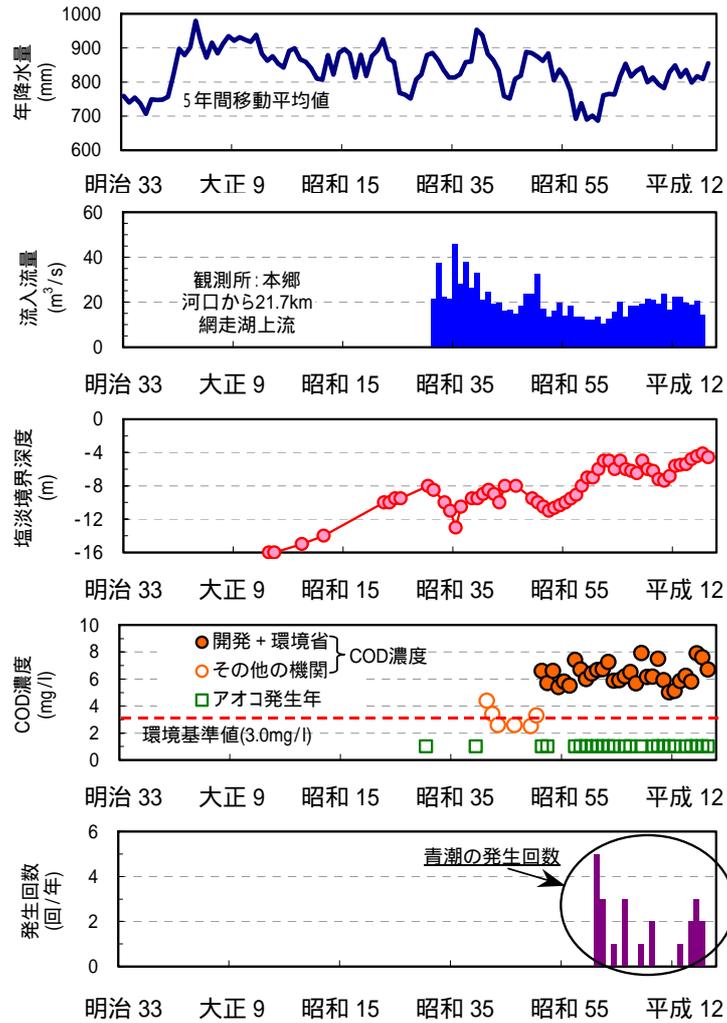


図 6.2.1 網走湖における降水量、流入流量、塩淡水境界水位、COD 濃度、青潮の発生回数に関する時系列

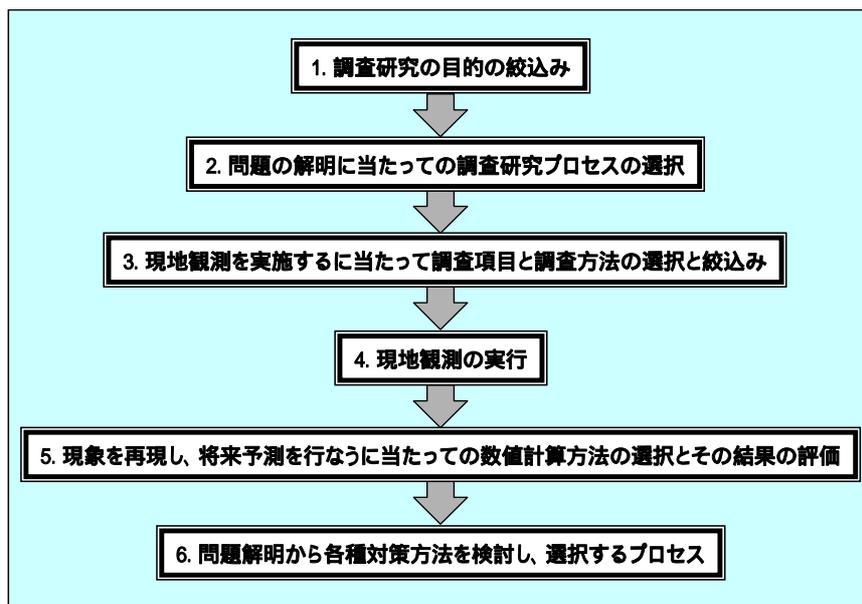
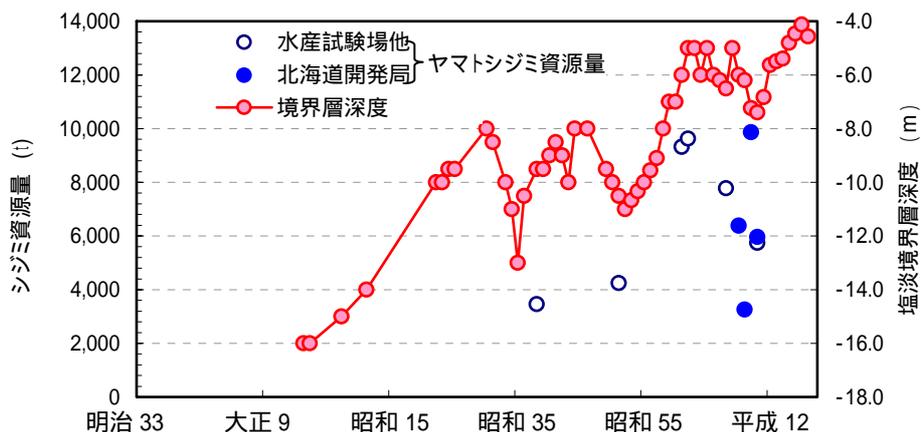


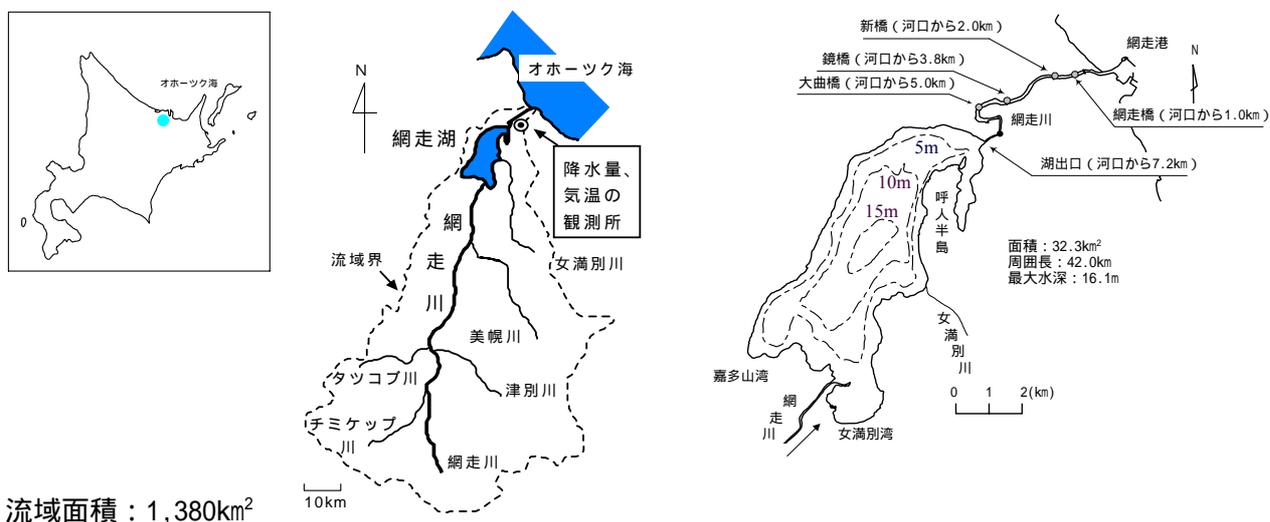
図 6.2.2 網走湖における調査研究のフロー

6.2 網走湖の水利・水質特性



注) : シジミ資源量のうち、S51年, S62年, H5年は網走水産試験場データ(9~10月調査実施)
 H7年~H10年は、網走開発建設部調査結果(夏季のデータ使用)
 H10年以降、網走開発建設部はシジミ資源量調査を実施しておらず、確定データ無し

図 6.2.3 網走湖における塩淡境界水深とヤマトシジミ資源量の経年変化



流域面積 : 1,380km²

図 6.2.4 網走湖の地形

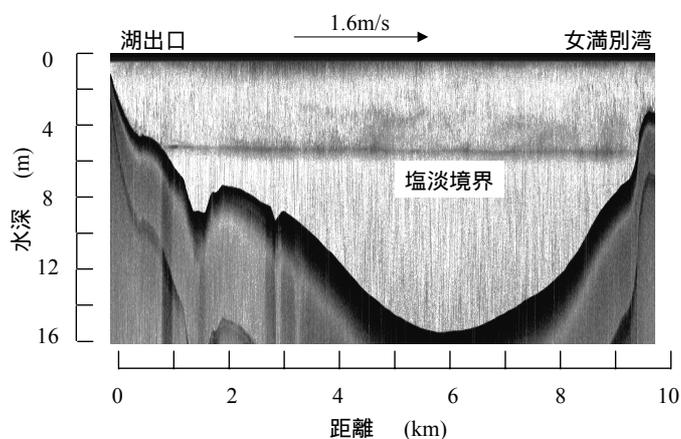


図 6.2.5 微風時の網走湖縦断面の超音波による映像
 (平成 7 年 8 月 25 日 12:38~13:00 (平均風速 1.6m/s))

(2) 地勢、地形、水質の特性

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る(図 6.2.4参照)。網走川は、幹線流路延長が 115km、流域面積が 1380km²を有する一級河川であり、湖内への流入水量の約 97%を占める。湖に流入した河川水は湖内に滞留した後、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 16.1m)と比較的浅い湖である。図 6.2.5は、超音波魚群探知機で測定した映像である。この図より、湖の出口は 1.5m~2.0m 程度と非常に浅い。これが特徴であり、一旦流入した海水は容易には出られないことが予想される。図 6.2.6は湖内の塩分濃度等の鉛直分布に関する年間変動を示している。図 6.2.5、図 6.2.6より、湖内は 6m 程度の厚さを持つ淡水層と外海の 60%程度の濃度を持つ塩水層から形成されていることがわかる。湖容積は 2.4 億 m³であり、湖面積は 32.3km²とさほど大きくないが、その集水面積との比較や流域人口(約 5 万人)から勘案するとわが国の自然湖沼の中では一般に水質汚染のしにくい湖と言える。一方、図 6.2.7は湖内における COD、全リン、全窒素の鉛直分布に関する年間変動を示すものである。図 6.2.6、図 6.2.7より下層塩水層は無酸素の上に生下水に相当する程の水質を示しており、これが上層淡水層の富栄養化の主因と見なされる。

以上が網走湖の概要であるが、これらの現象の解明のために、以下に現地観測と数値シミュレーションを用いた研究の成果を順次解説する。

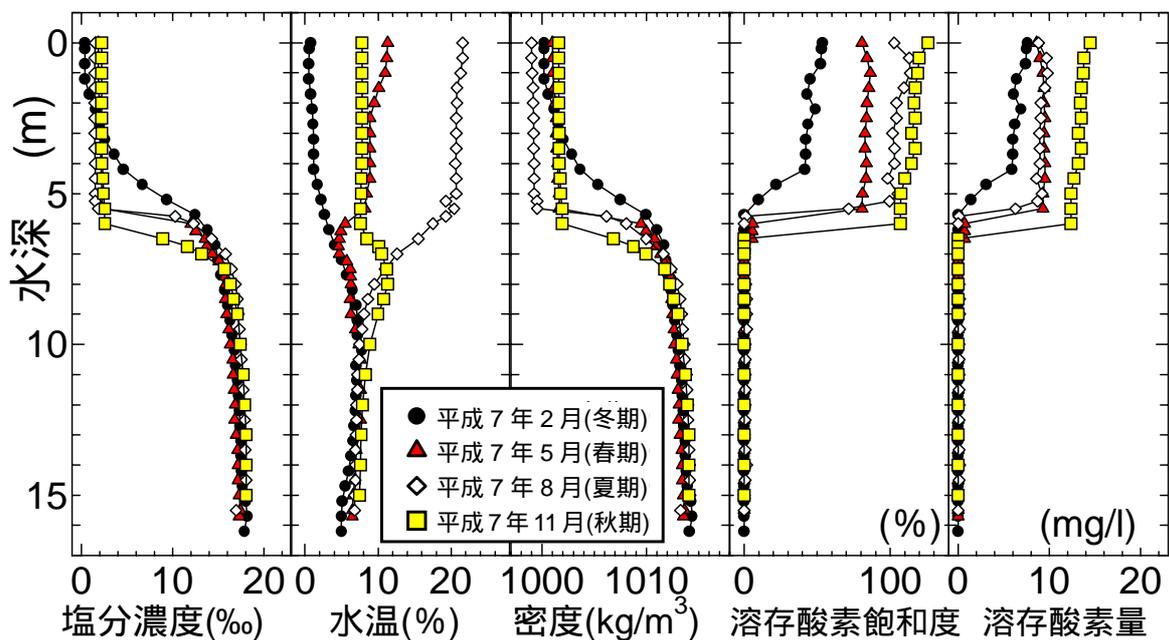


図 6.2.6 湖心における塩分濃度，水温，密度，溶存酸素量の鉛直分布

6.2 網走湖の水理・水質特性

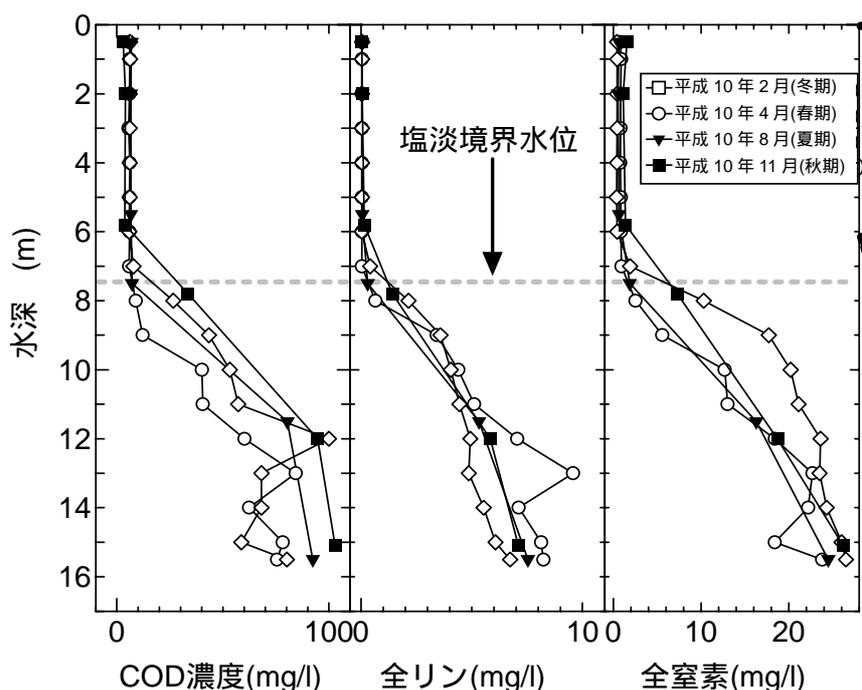


図 6.2.7 湖心におけるCOD濃度，全リン，全窒素の鉛直分布とその経年変化

(3) 水理・水質管理の状況

網走湖における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯を表 6.2.1 に示す。

表 6.2.1 網走湖における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯

年	それ以前	昭和30年代	昭和40年代	昭和50年代	昭和60年代	平成	将来				
モデル	S20	S30	S40	S50	S60	H1	H5	H10	H15		
流動水質					三次元モデル	流動モデル	高潮モデル	宗宮モデル(鉛直1層、淡水層のみ)	生態系モデル(3次元)		
水質障害									アオコ 青潮		
保全対策							水草刈り取り	底泥浚渫	河道内直接処理	植生利用浄化	塩淡水境界層制御事業(H18~)
COD (mg/L)											
T-N (mg/L)											
T-P (mg/L)											

6.2.2 水利・水質特性の調査技術

(1) 観測技術

本節では網走湖における現地観測の概要及び使用した観測機器について解説する。

1) 観測方法の概要

網走湖の流動特性と成層界面の挙動について明らかにするため、塩淡水境界面がほぼ現在の位置（水面下 5～6m の位置）に到達した昭和 62 年から 15 年間にわたり湖内の現地観測を行ってきた。図 6.2.8 は流向・流速、塩分濃度、溶存酸素量、水温、成層界面挙動の観測点および観測経路を示す。なお、非結氷期では湖上において写真 6.2.1 の観測船を使用して水面上を移動観測した。筆者らの経験では、観測船の運転を漁業従事者に依頼すると観測がスムーズに進む。また、5 人乗りの大型のエンジンを積んだゴムボートでの観測も行ったが、転倒の危険が伴うため風速や天候の変化に十分注意する必要がある。さらに、データ収集のためにパソコンなどの精密機器を船上に積むときは、水を避けるために市販されている衣装などを収納するプラスチック BOX を使用することをお薦めする。また結氷期には、湖面が厚さ約 50cm の氷層に覆われるため、直径 1m 程度の観測用の穴を湖心（水深 16.1m）とそこから約 1km 下流地点（水深約 10m）の 2 ヶ所に設け、鉛直方向に定点観測を行った。氷上で行うため、気温が氷点下になっており体温管理には十分注意する必要がある。

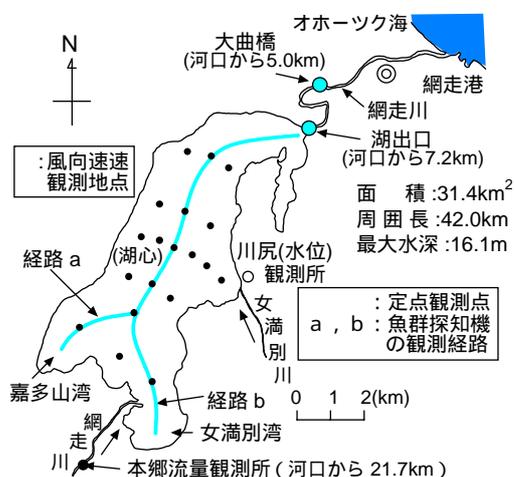


図 6.2.8 網走湖の概要と観測地点
観測船を用いての、流況・流速、塩分濃度、溶存酸素量、水温、成層界面挙動の観測点及び観測経路

写真 6.2.1 湖内移動観測で使用した観測船
観測船では雨に対する対策や風などの危険を常に意識する必要がある。

2) 使用した観測機器

網走湖の観測における観測機器、観測項目を表 6.2.2に示す。

表 6.2.2 観測機器の概要

観測機器	製品名	観測項目	製造社名
魚群探知機	HE-570-2F,HE-6701GP	成層界面の挙動	本多電子
ADCP	ワークホースADCP1200kHz	流速	RD社
クロロテック	ACL-208-DK	濁度,クロロフィルa, 水温,塩分濃度	アレック電子
水温計		水温計	セントラル科学
溶存酸素量計	UC-12	溶存酸素量	セントラル科学
塩分濃度		導電率	セントラル科学

以下に、特に魚群探知機、ADCP、クロロテックの詳しい概要や使用方法及び注意点について解説する。

a) 魚群探知機を用いた観測概要

湖の塩淡水境界面の詳細な挙動を把握するため、写真 6.2.2の魚群探知機(超音波)を写真 6.2.3のように観測船に取り付けて船上移動観測を行った。観測に用いた装置は(株)本多電子製 HE-570-2F および DGPS 測位機能が内蔵された HE-6701GP の 2 種類であり、両者とも 107kHz(波長 1.4cm)と 400kHz(波長 0.375cm)の 2 種類の周波数モードを有している。但し、HE-6701GP 本来の周波数の仕様は、200kHz と 50kHz であったが、この周波数では界面を鮮明に表示することが困難であったので、既にその適用性が確認されている HE-570-2F と同様の周波数モード(107kHz と 400kHz)に変更した。因みに、過去の研究において最も映像を鮮明に映すことが出来るのは 107kHz の周波数モードであることがわかった。

計測およびデータ処理にては、以下の要領で行った。センサー部を船側に固定した状態で(トランスデューサー(振動子)を水面から 10cm 程度沈める) 図 6.2.8に示す各経路上を微速移動(5~6 ノット)しながら計測した。計測中の反射強度のデータ(16 段階に分類)は逐次コンピューターに出力されるようにプログラム上で制御し、映像化に際しては、各強度ごとに色の指定をし、これに水深方向と移動方向の位置データを付与することにより、図 6.2.9のように湖全域の映像、図 6.2.10のような河川において外海から楔形で遡上してくる映像や図 6.2.11に示すような洪水時に上流から淡水が塩淡水境界を沿って流入してくる映像を得た。その際、湖水の濁り具合によっては、浮遊物質による反射と密度変化に起因する反射(界面に高濃度に分布する浮遊物質からの反射を含む)とを映像上で識別することが困難となるので、そのような場合には、密度界面(界面に高濃度に分布する物質からの反射も含む)および水面・湖底からの強い反射強度の値のみを抽出し、それ以外については雑音として除去した。なお、映像の妥当性については、塩分濃度、濁度の鉛直分布および水深の実測結果とを比較することにより検証を行った。また、HE-6701GP では、超音波による反射強度と DGPS による測位データを同じコンピューターに取り込み一括処理が可能となるように製造業者(前出)と共同でシステムプログラムの開発を行った。

図 6.2.12は魚群探知機の平均反応個数(応答パルス数/超音波の発射回数)とクロロフィル a の鉛直分布を示しているが、両者の分布形状が類似している。よって、超音波によりプランクトンの鉛直分布を測定できると考えられる。

また、図 6.2.13は神田川における魚群探知機の反射強度の鉛直分布とその映像を示したものであるが、魚群探知機の密度差が大きくなると反射強度が大きくなる性質を利用して、反射強度が大きくなる地点を河床、著しく小さくなる地点をコンクリート底版と考えることができる。よって、底泥の厚さをある程度推定できることがわかる。

以上より、特に着目すべき点をまとめる。

- 周波数 107kHz が最も映像を鮮明に映すことができる。
- 周波数 50kHz、200kHz では界面を鮮明に映すことができない。
- 移動速度は 5～6 ノット(約 9～11km/h)が好ましい。
- 水面・湖底からの強い反射強度のみを抽出し、雑音を除去する必要がある。
- 魚群探知機により、湖内のプランクトンの鉛直分布が測定できる。
- 魚群探知機の反射強度によって、底泥の厚さをある程度推定することができる。

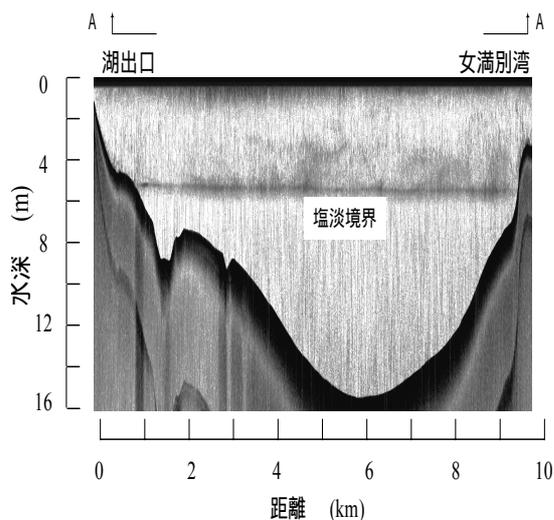


図 6.2.9 魚群探知機による湖内の映像
魚群探知機(超音波)により明瞭な界面の映像化が可能になった。

写真 6.2.2 株本多電子製の魚群探知機 (HE-6701GP)
DGPS, パソコンと組み合わせて使用している

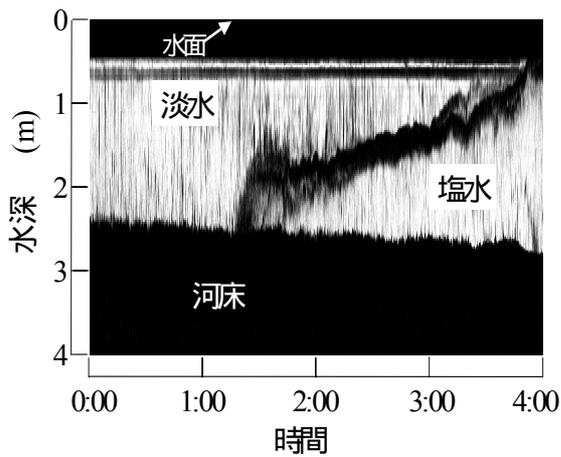


図 6.2.10 網走川を楔型で遡上する映像
〔魚群探知機により、外海から海水が楔型で遡上してくる様子が映像で捉えられた。〕



写真 6.2.3 結氷期での氷に穴を開けて行う観測
〔ドリルで氷に穴をあけて、そこに魚群探知機を沈める〕

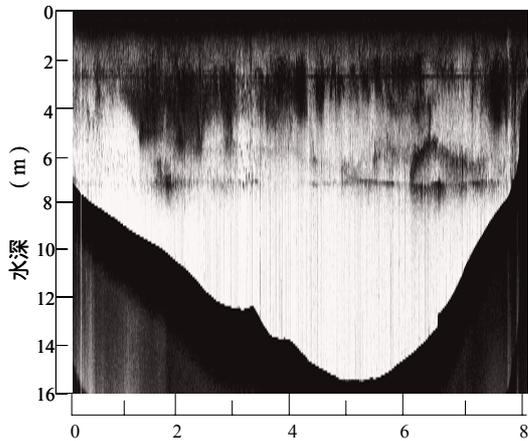


図 6.2.11 洪水時において淡水が湖内に
塩淡水境界に進入してくる映像

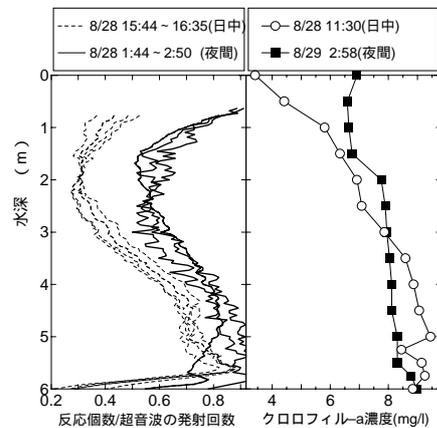


図 6.2.12 魚群探知機の映像に対応する各水深に
おける超音波の平均反応個数とクロロフィル a の
鉛直分布

〔両者の分布形状が類似しているため、超音波により湖内の
プランクトンの鉛直分布を測定できる〕



写真 6.2.4 観測船に取り付けた 魚群探知機
〔センサー部を 10cm 沈め、観測船に固定する。〕

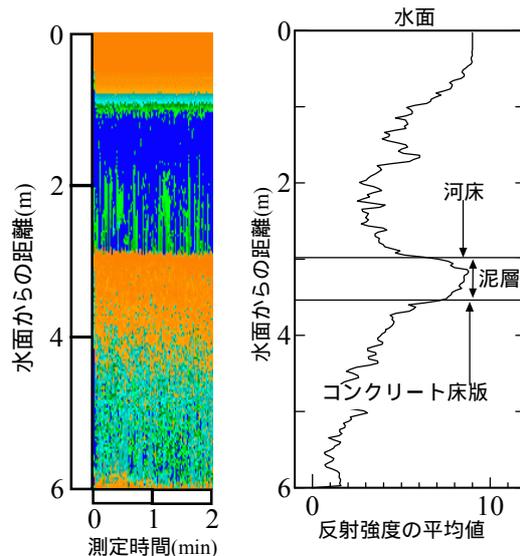


図 6.2.13 反射強度の鉛直分布とその映像

〔魚群探知機の密度差と反射強度の関係から底泥の厚さをある程度推定できる。〕

b) 流動観測概要

図 6.2.1 に示す各観測点および観測経路上で、写真 6.2.5 で示す ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler RD 社製、1200kHz) を用いた流動観測を行った。船体への ADCP の取り付けおよび観測概要は以下のものである。写真 6.2.6 のように船の右舷後方にステンレス製の架台を船体から約 1m 離して固定し、その先端にセンサー部がちょうど水面から 20~30cm 程度沈むように ADCP 本体を下向きに装着した。ADCP による測定は、本来移動観測を行うことにより流動場の面的な把握を可能にするものであるが、船体の揺れや船の移動による局所的な波・流れの影響を最小限に抑えるため、本観測では、船を停止させた状態で（但し、アンカーを使用し、船を完全に停止させると風と流れで船自体が回転する可能性があるため、それを避けるため 0~1 ノットの速度で微速前進しながら）計測した。計測時間は、一点につき最低でも 10 分以上とし、得られたデータについては計測時間で平均処理を施した。従って、取得した流向・流速の一連の時系列データは、面的なものではなく、あくまでも点のデータとして扱った。また、結氷期の観測では、湖心およびそこから約 1km 下流に設けた観測用の穴 2ヶ所に ADCP を固定し、水面から水深方向に連続計測を行った。ADCP の固定に際しては、ADCP 本体内の精密部が、氷点下に晒されるのを避けるため（仕様書では、-2℃まで保証されている）本体部を完全に水没させた。

以上より特に着目すべき点を示す。

- 船体の揺れと回転を抑えるため、アンカー及びスパンカーを使用し船を固定する。
- 風と流れによる回転を防ぐため、スパンカーを用いるか 0~1 ノットで微速前進する。
- 計測時間は最低でも 10 分以上で、得られたデータは計測時間で平均処理する。
- 冬期の観測においては、本体内部が氷点下にならないよう水没させる。



写真 6.2.5 観測で使した R D 社製の ADCP

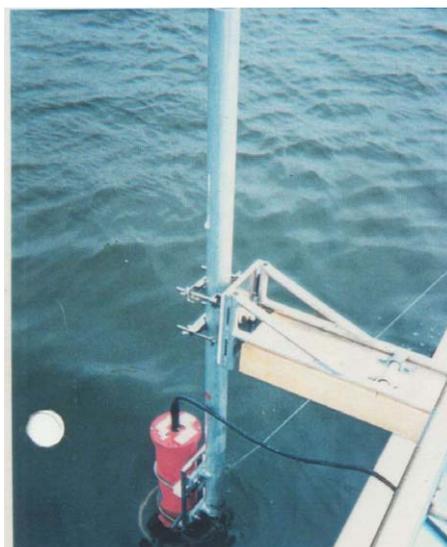


写真 6.2.6 観測船に固定した ADCP
〔センサー部が水面から 20～30cm 程度沈むように観測船に固定する〕

c) 水質観測概要

図 6.2.8 に示す観測点および観測経路上において写真 6.2.7 で示す多項目水質計(クロロテック:アレック電子製 ACL-208-DK)、溶存酸素計(セントラル科学 UC-12)を用いて水温、塩分濃度、クロロフィル a、濁度、溶存酸素量の定点観測を行った。測定は以下に述べるように船上から行った。観測船上からクロロテックを写真 6.2.8 のように鉛直方向に 1 分間に約 1m の速度でゆっくりと下ろし、観測深度において固定する。水温、塩分濃度、クロロフィル-a、濁度に関しては測定間隔を 0.1m で、溶存酸素量は 0.5m 間隔(塩淡境界付近では 0.1m 間隔)で測定した。水質項目あるいは測器によっては値の大きい方から測定する方がよい場合もあり、このときは深い方から測定する。また、採水ビンで湖水を採水した。

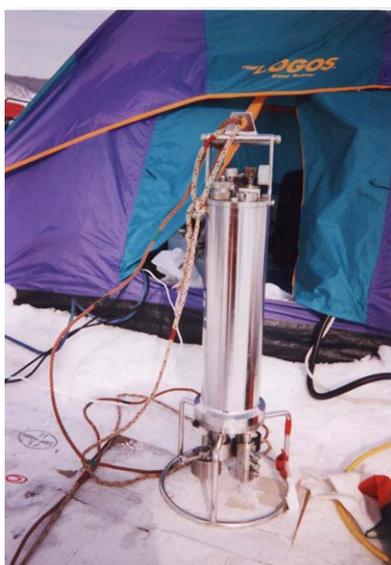


写真 6.2.7 アレック電子製のクロロテック本体



写真 6.2.8 船上から降ろしているクロロテック
〔観測船上からクロロテックを 1 分間に 1m の速度で下ろす。〕

(2) 解析技術

1) モデル検討の背景と目的

網走湖では、水質障害となっている青潮・アオコを抑制するための対策手法を検討するため、流動予測、水質予測に関する各種シミュレーション解析を、行政（網走開発建設部）、学識者の協同のもとに行っている。

昭和 62 年に青潮が初めて確認されたことを受けて、青潮の発生機構を検討する調査検討が実施され、平成元年に青潮の発生条件を検討するための青潮モデルを構築した。

また、湖内は富栄養化状態にありアオコが毎年のように発生している現状を受けて、湖内の水質汚濁機構を把握する調査検討が実施され、水質保全対策による湖内水質の改善効果を検討するための水質予測モデルを平成 5 年に構築した（水理・水質を分けて計算）。

その後、網走湖における富栄養化状態は

- ①流域からの栄養塩類の負荷
- ②塩水層および淡水層の流動・栄養塩類の拡散
- ③底泥溶出による栄養塩の供給
- ④栄養塩類を使って増殖するプランクトンの消長

などにより形成されていることから、水理・水質・生物に関わる要因が複雑に関係している状況を 1 つのモデルで再現し、アオコ発生を抑制するための水質保全対策の効果を検討することを目的とした網走湖生態系モデルを平成 13 年度に構築した。

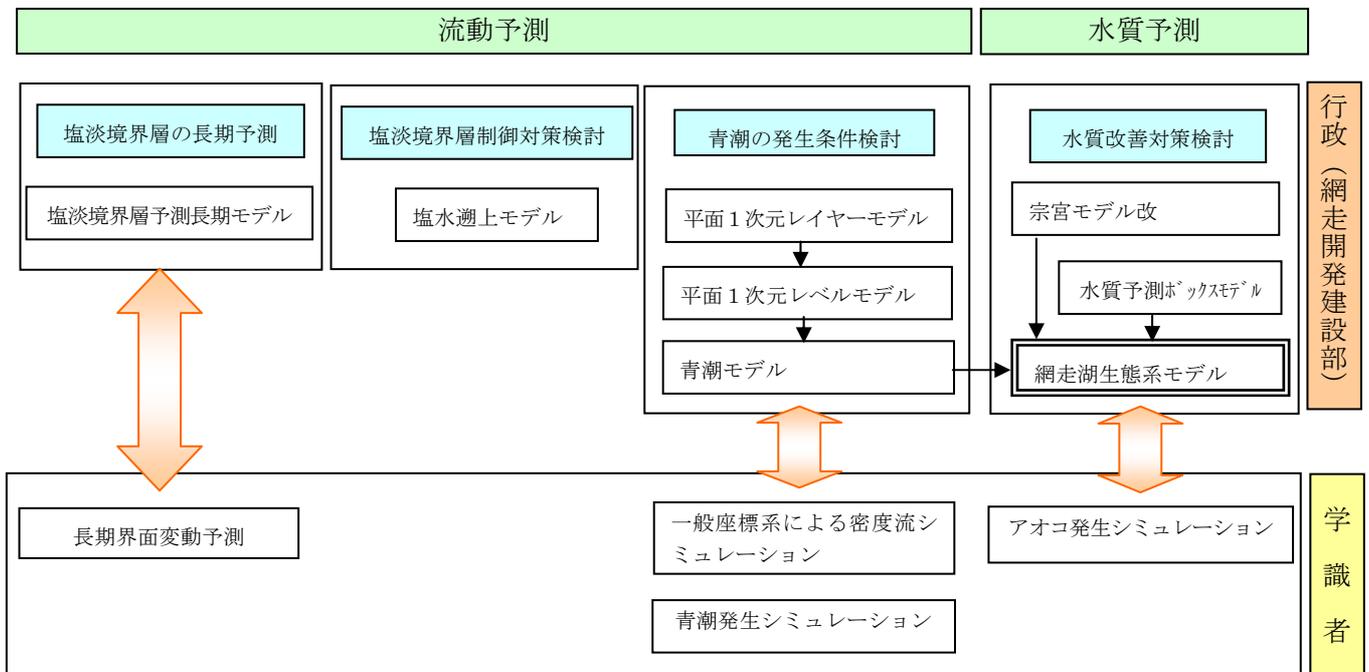


図 6.2.14 水質シミュレーションモデル選定の経緯とその考え方（概要）

2) モデル開発の視点

既往モデルでは計算結果から再現性を検討すると、以下のような課題があった。

- ・植物プランクトンの種（特にアオコ）について区分されていない
- ・強風時に塩水層から淡水層への栄養塩類の供給過程が再現されていない

そこで、アオコ発生状況の再現と強風による栄養塩類の変化過程を再現することを視点としたモデルの構築を行った。

3) シミュレーションモデルの諸元

網走湖生態系モデルの諸元は表 6.2.3に示すとおりである。

表 6.2.3 網走湖生態系モデルの諸元

項 目		諸 元	
モデルの種類	名 称	平面 2 次元多層モデル	
	基本方程式	流動	運動方程式 連続の式 拡散方程式
空間分解能	水域分割	水質	生態系モデル（宗宮モデルを基本）
		水平	200m メッシュ
		鉛直	1.5m ~（可変メッシュ）
計算の時間ピッチ		メッシュ数	56 (x) × 30 (y) × 17 (z)
		流動	10s
		水質	3600s
拡散係数・粘性係数の取り扱い		リチャードソン数の関数として設定	
計算に要する時間		約 2 日/年	
その他	予測項目	流動	流動・水位・水温・密度（塩分）
		水質	栄養塩類（粒子態 COD・溶存態 COD・有機態窒素・無機態窒素・有機態リン・無機態リン）・クロロフィル a -（植物プランクトン（珪藻・アオコ種・その他）・炭素量 - 動物プランクトン

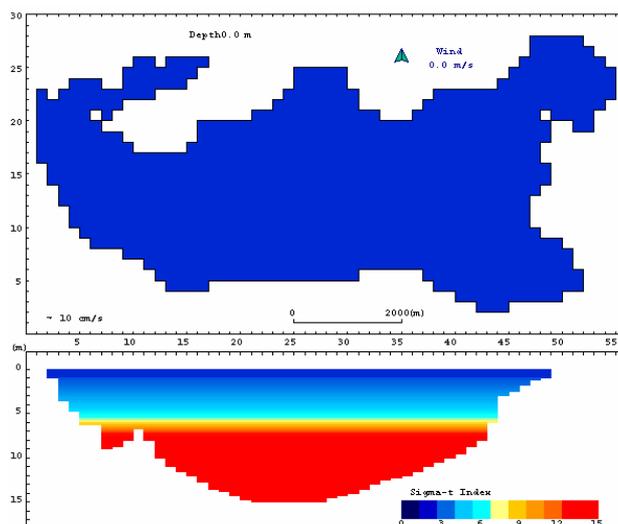


図 6.2.15 計算格子図(200m メッシュ)

4) モデルの概要

a) 流動・拡散モデルの概要

基本方程式は流動モデルに関しては Navier-Stokes の運動方程式と連続の式、拡散モデルに関しては拡散方程式よりなっている。

【運動方程式】

$$\begin{aligned} & \frac{\partial M_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(M_k u_k) + \frac{\partial}{\partial y}(N_k u_k) + [wu]_{k-1} - [wu]_k \\ &= -\frac{gH_k}{\rho_k} \left(\rho_1 \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \sum_{a=1}^{k-1} H_a \frac{\partial \rho_a}{\partial x} + \frac{H_k}{2} \frac{\partial \rho_k}{\partial x} \right) + A_H \left(\frac{\partial^2 M_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_k}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{x,k-1}}{\rho} - \frac{\tau_{x,k}}{\rho} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial N_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(M_k v_k) + \frac{\partial}{\partial y}(N_k v_k) + [wv]_{k-1} - [wv]_k \\ &= -\frac{gH_k}{\rho_k} \left(\rho_1 \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \sum_{a=1}^{k-1} H_a \frac{\partial \rho_a}{\partial y} + \frac{H_k}{2} \frac{\partial \rho_k}{\partial y} \right) + A_H \left(\frac{\partial^2 N_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_k}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{y,k-1}}{\rho} - \frac{\tau_{y,k}}{\rho} \end{aligned}$$

【連続の式】

$$\frac{\partial M_k}{\partial x} + \frac{\partial N_k}{\partial y} + w_{k-1} - w_k = 0 \quad \frac{\partial \tau}{\partial t} + \frac{\partial N_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} - w_1 = 0$$

【拡散方程式】

・ 密度

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(M_k \rho_k) + \frac{\partial}{\partial x}(M_k \rho_k) + \frac{\partial}{\partial y}(N_k \rho_k) + [w\rho]_{k-1} - [w\rho]_k \\ &= K_H \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(H_k \frac{\partial \rho_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H_k \frac{\partial \rho_k}{\partial y} \right) \right\} + \left[K_z \frac{\partial \rho}{\partial z} \right]_{k-1} - \left[K_z \frac{\partial \rho}{\partial z} \right]_k \end{aligned}$$

・ 密度以外の物質

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(M_k C_k) + \frac{\partial}{\partial x}(M_k C_k) + \frac{\partial}{\partial y}(N_k C_k) + [wC]_{k-1} - [wC]_k \\ &= K_H \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(H_k \frac{\partial C_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H_k \frac{\partial C_k}{\partial y} \right) \right\} + \left[K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right]_{k-1} - \left[K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right]_k \end{aligned}$$

ここで、

$$\vec{\tau}_s = \rho_a \gamma_a^2 (\vec{W} - \vec{U}_1) |\vec{W} - \vec{U}_1|$$

$$\vec{\tau}_k = \rho \gamma_k^2 (\vec{U} - \vec{U}_{k+1}) |\vec{U}_k - \vec{U}_{k+1}|$$

$$\vec{\tau}_b = \rho \gamma_b^2 \vec{U}_{KMAX} |\vec{U}_{KMAX}|$$

t	: 時 間	ρ_a	: 空気の密度
g	: 重力加速度	C_k	: k の物質濃度
x, y, z	: x, y, z 方向長さ	A_H	: 水平渦動粘性係数
u_k, v_k, w_k	: x, y, z 方向 k 層流速 (z 方向は k 及び $k-1$ 層間)	K_H	: 水平拡散係数
M_k, N_k	: x, y 方向 k 層線流量	K_z	: 鉛直拡散係数
ζ	: 水位変化量	γ_s	: 水表面、低面摩擦係数
H_k	: k 層の厚さ	γ_b	: k 層及び $k-1$ 層間の摩擦係数
ρ_k	: k 層の密度	\vec{W}, \vec{U}	: 風速、流速ベクトル

なお、水温収支の式については以下のとおりとした。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{Q}{\rho \cdot C_w \cdot H_k}$$

ここで、 T は水温、 K_x, K_y, K_z は x, y, z 方向の温度拡散係数、 Q は発生熱量、 C_w は水の比熱を示す。

また、密度 ρ は水温・塩分の関数として、IUPAC(1976)によって定義された次式を用いた。

$$\rho(S, T) = \rho_w + (b_0 + b_1 \cdot T + b_2 \cdot T^2 + b_3 \cdot T^3 + b_4 \cdot T^4)S + (c_0 + c_1 \cdot T + c_2 \cdot T^2)S^{\frac{3}{2}} + d_0 \cdot S^2$$

ここに、

$$\begin{aligned} b_0 &= 8.24493 \times 10^{-1} & c_0 &= -5.72466 \times 10^{-3} \\ b_1 &= -4.0899 \times 10^{-3} & c_1 &= 1.0227 \times 10^{-4} \\ b_2 &= 7.6438 \times 10^{-5} & c_2 &= -1.6546 \times 10^{-6} \\ b_3 &= -8.2467 \times 10^{-7} & & \\ b_4 &= 5.3875 \times 10^{-9} & d_0 &= 4.8314 \times 10^{-4} \\ \rho_w &= a_0 + a_1 \cdot T + a_2 \cdot T^2 + a_3 \cdot T^3 + a_4 \cdot T^4 + a_5 \cdot T^5 \\ a_0 &= 999.842594 & a_1 &= 6.793952 \times 10^{-2} \\ a_2 &= -9.095290 \times 10^{-3} & a_3 &= 1.001685 \times 10^{-4} \\ a_4 &= -1.120083 \times 10^{-6} & a_5 &= 6.536332 \times 10^{-9} \end{aligned}$$

また、 S は塩分、 T は水温()である。

b) 熱収支モデルの概要

発生熱量 (Q) に関して、水面における大気との熱収支要素には、水を温める過程として日射による短波放射 (Q_s) と大気からの長波 (赤外) 放射 (Q_{LA} ; Q_{LAC}) があり、水面を冷やす過程としては水面からの長波逆放射 (Q_{LR})、水の蒸発による潜熱 (Q_E) および接水気層内の乱流熱輸送 (顕熱; Q_W) がある。なお、ここで用いた「短波放射」、「長波放射」とは大気物理学で用いている定義に従っており、それぞれ波長が $0.14 \sim 4.0 \mu\text{m}$ および $4.0 \sim 120 \mu\text{m}$ の間にある電磁波のことを指している。

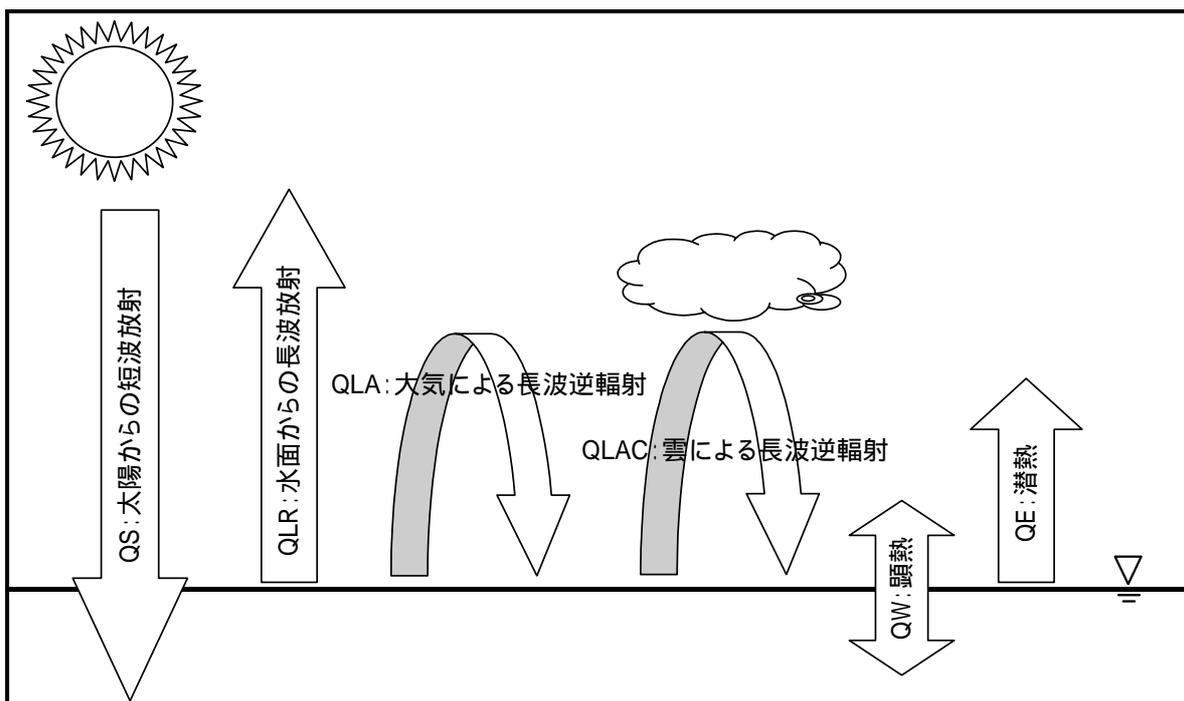


図 6.2.16 熱収支の模式図

) 短波放射 (Beer 式) Q_s (単位: $\text{kJ}/\text{m}^2/\text{hr}$)

$$Q_s = Q_0 \quad (\text{第1層})$$

$$Q_s = Q_1 e^{-\eta_1 z} \quad (\text{第2層以深})$$

ここに、 Q_0 は水表面での短波射量、 Q_1 は水中に入射する短波射量、 η_1 は減衰係数、 z は水深である。

$$Q_0 = (1 - \beta) Q_{in}$$

$$Q_1 = (1 - \alpha) Q_0$$

ここに、 α は表層吸収率、 β は反射率、 Q_{in} は入射量 (日射量) である。

) 長波放射 (Stefan-Boltzmann 式)

a) 水面から長波放射 Q_{LR} (単位: $kJ/m^2/hr$)

$$Q_{LR} = \varepsilon \sigma T_K^4$$

ここに、 ε は放射率、 T_K は絶対水温、 σ は Stefan-Boltzmann 定数 ($= 2.0411 \times 10^{-7} kJ/m^2/hr/K^4$) である。

b) 大気からの長波逆放射 (Swinbank の式) (単位: $kJ/m^2/hr$)

$$Q_{LA} = 0.937 \times 10^{-5} \sigma T_2^6 (1 - R)$$

ここに T_2 は水面直上 2m の絶対気温、 R は水表面反射率である。

c) 雲量の影響 (Swinbank の式) (単位: $kJ/m^2/hr$)

雲により長波逆放射が増加する。

$$Q_{LAC} = (1 + 0.17n^2) Q_{LA}$$

ここに n は雲量 ($0 \leq n \leq 1$) である。

) 水表面における水と空気の熱交換量 (単位: $kJ/m^2/s$)

$$Q_W = -\rho_a C_W C_H U (T_a - T_s)$$

ここに、 U は風速、 T は温度、 ρ は密度であり、添字 a と s はそれぞれ空気及び水表面に対応する。

また、 C_H は定数であり次のように設定した。

$$C_H \approx (1.1 \sim 1.2) \times 10^{-3} \quad ; \quad 1m/s < U \leq 5m/s$$

$$C_H \approx (1.2 \sim 1.3) \times 10^{-3} \quad ; \quad 5m/s < U < 30m/s$$

) 蒸発における熱損失 (単位: $kJ/m^2/s$)

$$Q_E = t \rho_a C_p U (q_s - \varphi q)$$

ここに、 C_p は定数 ($= 1.4 \times 10^{-3}$)、 φ は湿度である。 q は比湿であり、次式で示される。ただし、 t は水温 () である。

$$q = \frac{0.622(e/p)}{1 - 0.378(e/p)}$$

$$e = 6.1078 \times 10^{7.5t/(237.3+t)}$$

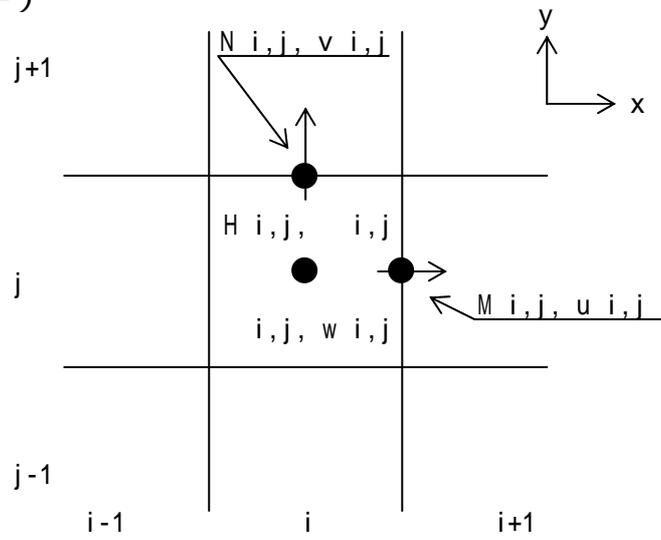
また、 t は水の気化の潜熱 (20 で $2.45 \times 10^3 kJ/kg$) である。

したがって、発生熱量 (Q) は、

$$Q = Q_S - (Q_{LR} - Q_{LAC} + Q_W + Q_E)$$

となる。

(水平)



(鉛直)

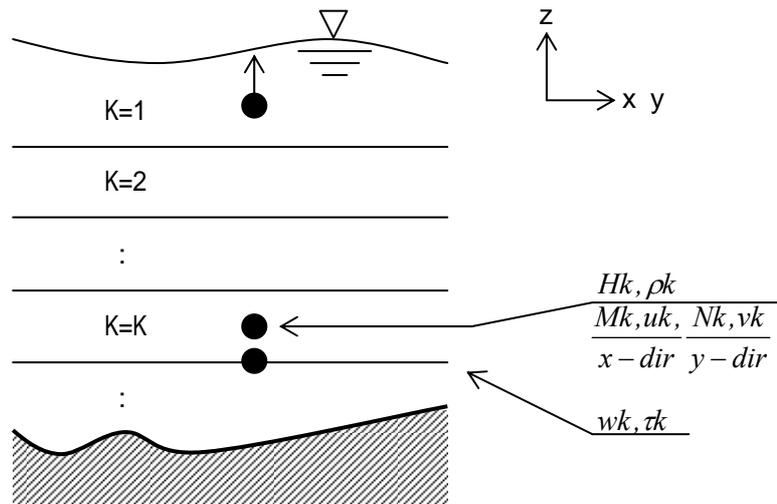


図 6.2.17 流動・拡散モデルの計算点定義

c) 生態系モデルの概要

本モデルでは、植物プランクトンを珪藻、アオコ（藍藻）およびその他の藻類に区別し、パラメータを設定した。

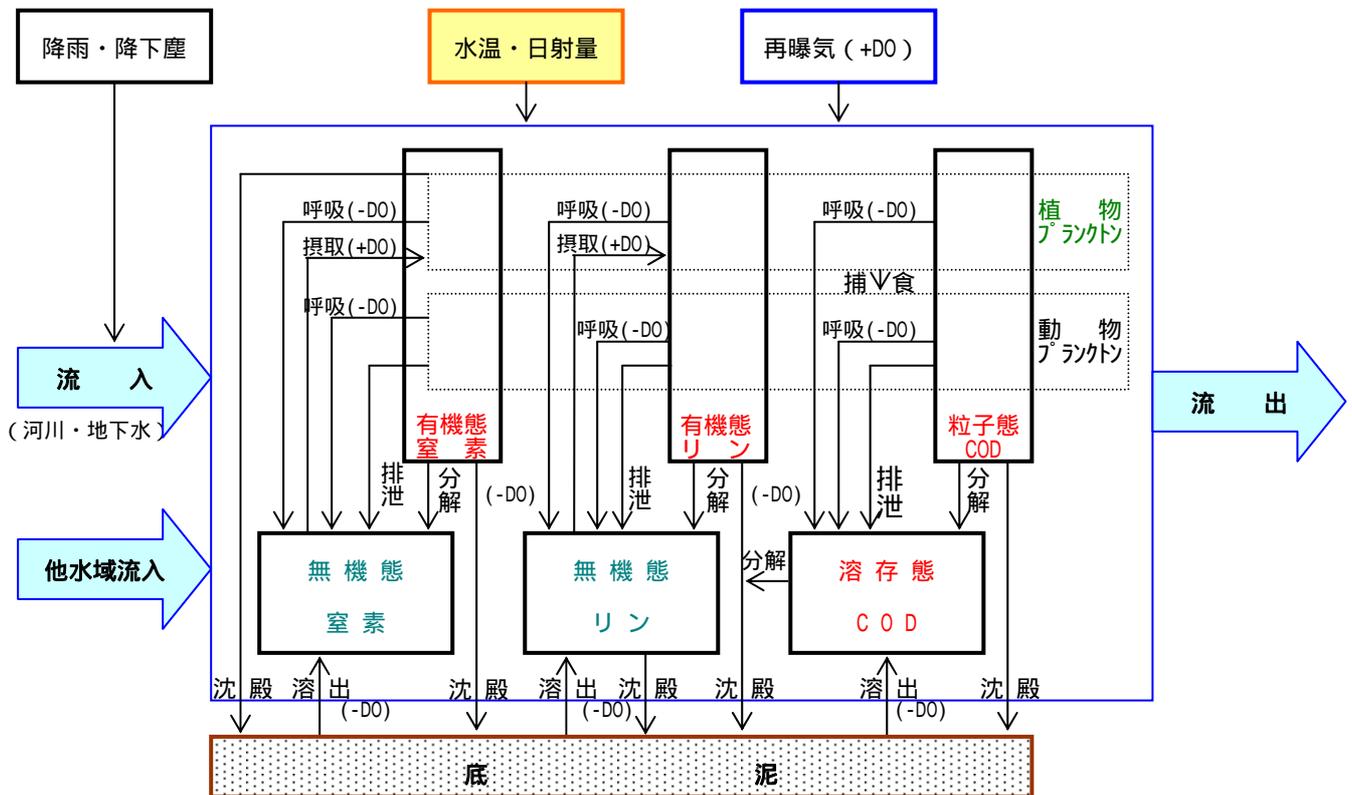


図 6.2.18 生態系モデル構成図

生態系モデル基本方程式

【植物プランクトン - クロロフィル a】

$$P = P1 + P2 + P3$$

植物プランクトンの種を3種（珪藻・アオコ・その他）に区分し計算することで、アオコ発生状況を再現

$$dP1/dt = (G_{p1} - k1_2 \cdot T - G_z \cdot Z / P1 - d1) \cdot P1 + (Q_0 \cdot P1_0 - Q \cdot P1) / V$$

$$dP2/dt = (G_{p2} - k2_2 \cdot T - G_z \cdot Z / P2 - d2) \cdot P2 + (Q_0 \cdot P2_0 - Q \cdot P2) / V$$

$$dP3/dt = (G_{p3} - k3_2 \cdot T - G_z \cdot Z / P3 - d3) \cdot P3 + (Q_0 \cdot P3_0 - Q \cdot P3) / V$$

* P1 を珪藻、P2 をアオコ（藍藻）、P3 をその他の藻類とする。

【動物プランクトン - 炭素量】

$$dZ/dt = (\alpha \cdot \alpha_s \cdot G_z - k_3 \cdot T) \cdot Z + (Q_0 \cdot Z_0 - Q \cdot Z) / V$$

【無機態窒素】

$$\begin{aligned} dC_{in}/dt = & \sum_{i=1,3} \{ (-G_{pi} + \eta_{ni} \cdot ki_2 \cdot T) \cdot \beta_{pi} \cdot Pi \} \\ & + \sum_{i=1,3} \{ \zeta_n \cdot \beta_{pi} \cdot (1 - a_s) \cdot G_z \cdot Z \} \\ & + \beta_z \cdot \theta_n \cdot k_3 \cdot T \cdot Z + D_{c.n} + [RV_{in} + UG_{in} + RN_{in} \\ & + \omega_{in} \cdot \exp\{\gamma_{in}T - \gamma_{indo}DO\} \cdot A] / V + (Q_0 \cdot C_{in0} - Q \cdot C_{in}) / V \end{aligned}$$

【有機態窒素】

$$\begin{aligned} dC_{on}/dt = & \sum_{i=1,3} \{ (G_{pi} - \eta_{ni} \cdot ki_2 \cdot T) \cdot \beta_{pi} \cdot Pi \} \\ & - \sum_{i=1,3} \{ \zeta_n \cdot \beta_{pi} \cdot (1 - a_s) \cdot G_z \cdot Z \} \\ & - \beta_z \cdot \theta_n \cdot k_3 \cdot T \cdot Z - D_{c.n} + [RV_{on} + UG_{on} + RN_{on} \\ & + \omega_{on} \cdot \exp\{\gamma_{on}T - \gamma_{ondo}DO\} \cdot A] / V - d \cdot (C_{on} - \beta_z \cdot Z) \\ & + (Q_0 \cdot C_{on0} - Q \cdot C_{on}) / V \end{aligned}$$

【無機態リン】

$$\begin{aligned}
dC_{ip} / dt = & \sum_{i=1,3} \left\{ (-G_{pi} + \eta_{pi} \cdot ki_2 \cdot T) \cdot \gamma_{pi} \cdot Pi \right\} \\
& + \sum_{i=1,3} \left\{ \zeta_p \cdot \gamma_{pi} \cdot (1 - a_s) \cdot G_z \cdot Z \right\} \\
& + \gamma_z \cdot \theta_p \cdot k_3 \cdot T \cdot Z + D_{c.p} + [RV_{ip} + UG_{ip} + RN_{ip} \\
& + \omega_{ip} \cdot \exp\{\gamma_{ip} T - \gamma_{ipdo} DO\} \cdot A] / V - d_{ip} \cdot C_{ip} \\
& + (Q_0 \cdot C_{ip0} - Q \cdot C_{ip}) / V
\end{aligned}$$

【有機態リン】

$$\begin{aligned}
dC_{op} / dt = & \sum_{i=1,3} \left\{ (G_{Pi} - \eta_{Pi} \cdot ki_2 \cdot T) \cdot \gamma_{Pi} \cdot Pi \right\} \\
& - \sum_{i=1,3} \left\{ \zeta_p \cdot \gamma_{Pi} \cdot (1 - a_s) \cdot G_z \cdot Z \right\} \\
& - \gamma_z \cdot \theta_p \cdot k_3 \cdot T \cdot Z - D_{c.p} + [RV_{op} + UG_{op} + RN_{op} \\
& + \omega_{op} \cdot \exp\{\gamma_{op} T - \gamma_{opdo} DO\} \cdot A] / V - d \cdot (C_{op} - \gamma_z \cdot Z) \\
& + (Q_0 \cdot C_{op0} - Q \cdot C_{op}) / V
\end{aligned}$$

【溶存態 COD】

$$\begin{aligned}
dC_{sc} / dt = & \sum_{i=1,3} \left\{ \eta_{ci} \cdot ki_2 \cdot T \cdot \delta_{Pi} \cdot Pi \right\} \\
& + \sum_{i=1,3} \left\{ \zeta_c \cdot \delta_{Pi} \cdot (1 - a_s) \cdot G_z \cdot Z \right\} \\
& + D_{c.c} + [RV_{sc} + UG_{sc} + \omega_{sc} \cdot \exp\{\gamma_{sc} T - \gamma_{scdo} DO\} \cdot A] / V \\
& + (Q_0 \cdot C_{sc0} - Q \cdot C_{sc}) / V
\end{aligned}$$

【懸濁態 COD】

$$\begin{aligned}
dC_{pc} / dt = & \sum_{i=1,3} \left[\{ G_{pi} - (\eta_{ci} + \eta_{ii}) \cdot ki_2 \cdot T \} \cdot \delta_{Pi} \cdot Pi \right] \\
& - \sum_{i=1,3} \left\{ (\zeta_c + \zeta_i) \cdot \delta_{Pi} \cdot (1 - a_s) \cdot G_z \cdot Z \right\} \\
& - \delta_z \cdot (\theta_c + \theta_i) \cdot K_3 \cdot T \cdot Z \\
& - D_{c.c} + (RV_{pc} + UG_{pc}) / V - d \cdot (C_{pc} - \delta_z \cdot Z) \\
& + (Q_0 \cdot C_{pc0} - Q \cdot C_{pc}) / V
\end{aligned}$$

【DO】

$$\begin{aligned}
 dDO/dt = & \sum_{i=1,3} \{ \gamma_{pDO} \cdot G_{pi} \cdot Pi \} \\
 & - \sum_{i=1,3} \{ k_2 \cdot T \cdot \gamma_{pDO} \cdot Pi \} \\
 & - k_3 \cdot T \cdot \gamma_{zDO} \cdot Z \\
 & - C_{SC} \cdot B_{OSC} \cdot \exp\{ \beta_{SC} (T - T_{BOSC}) \} \\
 & - C_{PC} \cdot B_{OPC} \cdot \exp\{ \beta_{PC} (T - T_{BOPC}) \} \\
 & - BD_{\max} \cdot \exp\{ \beta_{BD} (T - T_{BDO}) \} \cdot \frac{M_{COD}}{M_{BDCOD}} \\
 & + A \cdot (Howa - DO)
 \end{aligned}$$

γ_{pDO} : 植物プランクトン中の TOD/Chl .a 比

γ_{zDO} : 動物プランクトン中の TOD/C 比

B_{OSC} : 溶存態 COD の無機化に伴う消費速度

B_{OPC} : 懸濁態 COD の溶存化に伴う消費速度

BD_{\max} : 底泥における最大消費速度

β_{SC} 、 β_{PC} 、 β_{BD} : 温度係数

T_{BOSC} 、 T_{BOPC} 、 T_{BD} : 最適水温

M_{COD} : 底泥中 COD 濃度

M_{BDCOD} : 酸素消費に関する底泥中 COD 濃度

* DO 収支については、港湾技術研究所モデル（堀江、細川ら：港湾技術研究所報告：1983）、資源環境技術総合研究所モデル（堀口、中田：1995）を参考に構築する。

ここで、 G_{p1} 、 G_{p2} 、 G_{p3} はそれぞれ珪藻・藍藻・その他藻類の比増殖速度であり、式は次のとおりである（参考文献：「湖沼工学」岩佐義男編著(山海堂)）

$$G_{p1} = \left\{ \mu 1 \cdot \left(\frac{T}{T_{f1}} \exp \left(1 - \frac{T}{T_{f1}} \right) \right)^{n1} \right\} \cdot \left\{ L / (k_{L1} + L) \right\} \cdot \left\{ C_{in} / (k_{in1} + C_{in}) \right\} \cdot \left\{ C_{ip} / (k_{ip1} + C_{ip}) \right\}$$

$$G_{p2} = \left\{ \mu 2 \cdot \left(\frac{T}{T_{f2}} \exp \left(1 - \frac{T}{T_{f2}} \right) \right)^{n2} \right\} \cdot \left\{ L / (k_{L2} + L) \right\} \cdot \left\{ C_{in} / (k_{in2} + C_{in}) \right\} \cdot \left\{ C_{ip} / (k_{ip2} + C_{ip}) \right\}$$

$$G_{p3} = \left\{ \mu 3 \cdot \left(\frac{T}{T_{f3}} \exp \left(1 - \frac{T}{T_{f3}} \right) \right)^{n3} \right\} \cdot \left\{ L / (k_{L3} + L) \right\} \cdot \left\{ C_{in} / (k_{in3} + C_{in}) \right\} \cdot \left\{ C_{ip} / (k_{ip3} + C_{ip}) \right\}$$

動物プランクトンの増殖速度 G_z は、次式のとおりである。

$$G_z = c_g \cdot k_{pp} \cdot P / (k_{pp} + P)$$

また、 $D_{c.n}$ 、 $D_{c.p}$ 、 $D_{c.c}$ はそれぞれ、O-N、O-P、P-COD の無機化速度である。

$$D_{c.n} = f_n \cdot \exp \{ k_n \cdot (T - 20) \} \cdot (C_{on} - \beta_p \cdot P - \beta_z \cdot Z)$$

$$D_{c.p} = f_p \cdot \exp \{ k_p \cdot (T - 20) \} \cdot (C_{op} - \gamma_p \cdot P - \gamma_z \cdot Z)$$

$$D_{c.c} = f_c \cdot \exp \{ k_c \cdot (T - 20) \} \cdot (C_{pc} - \delta_p \cdot P - \delta_z \cdot Z)$$

表 6.2.4(1) 宗宮モデルにおける記号の説明

記号	説明	単位
P, P_0	** 湖水中および流入水中の植物プランクトン濃度	$\mu\text{g chl.a/l}$
Z, Z_0	湖水中および流入水中の動物プランクトン濃度	mg C/l
C_{in}, C_{in0}	湖水中および流入水中の無機態窒素濃度	$\mu\text{g N/l}$
C_{on}, C_{on0}	湖水中および流入水中の有機態窒素濃度	$\mu\text{g N/l}$
C_{ip}, C_{ip0}	湖水中および流入水中の無機態リン濃度	$\mu\text{g P/l}$
C_{op}, C_{op0}	湖水中および流入水中の有機態リン濃度	$\mu\text{g P/l}$
C_{sc}, C_{sc0}	湖水中および流入水中の溶存態 COD 濃度	mg/l
C_{pc}, C_{pc0}	湖水中および流入水中の懸濁体 COD 濃度	mg/l
t	時間	day
G_p	** 植物プランクトンの増殖速度	day^{-1}
G_z	動物プランクトンの増殖速度 / $\alpha \cdot a_s$	$\mu\text{g chl.a/mg C} \cdot \text{day}$
T	水温	
L	日射量	$\text{cal/cm}^2 \cdot \text{day}$
μ	** 植物プランクトン（珪藻、藍藻、その他藻類）の最大増殖速度	day^{-1}
k_1	** 植物プランクトン群集の増殖速度に対する温度影響に関する定数	-1
k_2	** 植物プランクトンの呼吸速度	$-1 \cdot \text{day}^{-1}$
k_3	動物プランクトンの呼吸速度	$-1 \cdot \text{day}^{-1}$
k_l	** 日射量に関する Michaelis (ミカリス) 定数	$\text{cal/cm}^2 \cdot \text{day}$
k_{in}	** 無機態窒素に関する Michaelis 定数	$\mu\text{g N/l}$
k_{ip}	** 無機態リンに関する Michaelis 定数	$\mu\text{g P/l}$
k_{pp}	** 飽食効果に関する Michaelis 定数	$\mu\text{g chl.a/l}$
c_g	動物プランクトンが周囲の水をろ過する速度	$\text{l/mg C} \cdot \text{day}$
a_s	動物プランクトンの同化率	
d	沈降速度	day^{-1}
d_{ip}	無機態リンの化学的反応による沈降速度	day^{-1}
p	** 植物プランクトン中の C/chl.a 比	$\text{mgC}/\mu\text{g chl.a}$
z	** 植物プランクトン中の N/chl.a 比	$\mu\text{g N}/\mu\text{g chl.a}$
p	** 動物プランクトン中の N/C 比	$\mu\text{g N}/\text{mg C}$
z	** 植物プランクトン中の P/chl.a 比	$\mu\text{g P}/\mu\text{g chl.a}$
z	動物プランクトン中の P/C 比	$\mu\text{g P}/\text{mg C}$

* 記号中 IN, ON, IP, OP, SC, PC はそれぞれ無機態窒素、有機態窒素、無機態リン、有機態リン、溶存態 COD、懸濁体 COD を示す。

** 上記パラメータを基本にし、植物プランクトンに関する係数については、種別（珪藻、藍藻、その他の藻類）に設定した。

表 6.2.4(2) 宗宮モデルにおける記号の説明

記号	説明	単位
p	植物プランクトン中の COD/chl.a 比	mgCOD/ μ g chl.a
z	動物プランクトン中の COD/C 比	mgCOD/mgC
n, p	植物プランクトンの呼吸に伴う有機態窒素・リンの無機化率、懸濁体 COD の溶存化率・無機化率	
c, i	動物プランクトンの呼吸に伴う有機態窒素・リンの無機化率、懸濁体 COD の溶存化率・無機化率	
n, p	動物プランクトンの排泄に伴う有機態窒素・リンの無機化率、懸濁体 COD の溶存化率・無機化率	
c, i	流入水量、流出水量	m ³ /day
Q ₀ , Q	湖体積	m ³
V	湖底面積	m ²
A	有機態窒素の無機化速度	μ g N/l · day
D _{c,n}	有機態リンの無機化速度	μ g P/l · day
D _{c,p}	懸濁体 COD の溶存化速度	mg COD/l · day
D _{c,C}	20 における有機態窒素の無機化速度	day ⁻¹
f _n	有機態窒素の無機化に関する定数	-1
k _n	20 における有機態リンの無機化速度	day ⁻¹
f _p	有機態リンの無機化に関する定数	-1
k _p	20 における懸濁体 COD の溶存化速度	day ⁻¹
f _c	懸濁体 COD の溶存化に関する定数	-1
k _c	20 における溶存態 COD の無機化速度	day ⁻¹
f _{sc}	溶存態 COD の無機化に関する定数	-1
k _{sc}	河川、地下水、降雨による窒素・リン・COD の負荷速度	mgN/ day, mgP/day
RV, UG, RN	20 における底泥からの溶出速度	gCOD/ day
w ₊	底泥からの溶出速度に関する定数	mgN/m ² · day
r ₊		mgP/m ² · day

* は各水質項目に対する添字

* 記号中 IN, ON, IP, OP, SC, PC はそれぞれ無機態窒素、有機態窒素、無機態リン、有機態リン、溶存態 COD、懸濁体 COD を示す。

* * 植物プランクトンに関する係数については、種別（珪藻、藍藻、その他の藻類）に設定した。

6.2.3 特徴的な現象の調査・解析

網走湖においては、網走開発建設部と中央大学により、それぞれ継続的な観測が行われている。両者は測定項目、頻度等に相補的な部分があるので、双方の現地調査結果を適宜用いて、以下の項目に関して現時点までに得られた知見をまとめる。

塩淡水境界の長期変動に関する解析

既存の水理、水文データ及び現地観測に基づき、網走湖における昭和初期以降の塩淡水境界の変化とそれに関連した水理・水文諸量の年間の季節的変動特性及び経年的変動特性について示す。

塩淡水境界の短期変動に関する解析

湖流、水質構造等に関する現地観測に基づき、非結氷期の塩淡水境界変動特性、非結氷期の流動特性、結氷期の流動特性等、網走湖における塩淡水境界の短期変動特性を示す。

塩水の流入・流出に関する解析

現地観測に基づき、網走湖の塩淡水境界変動に関連する塩水の遡上特性、塩水の湖内流入特性及び湖内塩水の流出特性について示す。

(1) 塩淡水境界面の変動特性

1) 長期変動

a) 塩淡水境界の季節変動特性

i) 網走湖における密度成層の概況

図 6.2.6は湖心における塩分濃度、水温、密度、溶存酸素量の鉛直分布を示している。この図より、網走湖には年間を通して水面下 5～6m の位置に明瞭な密度境界面が存在していることがわかる。成層の安定性や界面水位は、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。夏期には明瞭な成層界面を有するが、冬期には上層と下層の界面付近では、密度の逆転が生じるために躍層が多少破壊され、密度勾配は緩やかになる。

ii) 塩淡水境界の季節変動特性

図 6.2.8は、網走川の流量変化が塩水層厚の変動に及ぼす影響を示すものである。この図より毎年 3 月下旬から 5 月上旬にかけて発生する融雪出水や 9 月頃に度々見られる大雨洪水は、湖水位の上昇と下層水層厚の減少を生じさせる。一方、冬期の小雨期には、湖水位の低下と塩水層厚の緩やかな増加を引き起こしている。

このことから、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要因によって 3 つに大別できることがわかる。

- (1) 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
- (2) 大雨に起因する不定期変動成分
- (3) 潮汐（塩水流入）に起因する恒常的な変動成分

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、それらのバランスによって界面の長期的傾向が維持される。

iii) 塩淡境界の経年的変動特性

図 6.2.1は、上から 1920 年（大正 9 年）以降の網走地方の年平均降水量（5 年間の移動平均値）と湖への流入量、塩淡境界層水位、COD、アオコ、青潮の発生回数の時系列を示している。

この図から、網走湖は元は完全な淡水湖であったことがわかる。1925 年（大正 14 年）頃から汽水化が始まり、湖内には明瞭な塩淡境界面が形成されるようになった。その後、界面は 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 程度で推移している。この間、中期的な上昇局面が 3 回確認されており、その中でも 1978 年（昭和 53 年）～1986 年（昭和 61 年）の 8 年間は塩淡境界面の上昇が最も激しい時期である。

図 6.2.1を見ると、網走地方の降水量は、下層塩水層厚の増加傾向とは対照的に長期的に減少傾向にあることがわかる。とくに、1965 年（昭和 40 年）～1969 年（昭和 44 年）の 5 年間および 1972 年（昭和 47 年）～1984 年（昭和 59 年）の 13 年間に、急激な減少が見られる。この時期は、塩淡境界面の低下から上昇局面への転換期に当たることから、流域の降水量の減少が塩淡境界面の急激な上昇の要因と考えられる。

図 6.2.1より、網走湖の塩水化と塩淡境界面の長期的な上昇傾向には、次のようなメカニズムが作用するものと考えられる。

- ・ 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、上潮時に海水の逆流を促進する。
- ・ 従って、塩淡境界面の上昇過程には、少雨化の影響が長期的に作用する。

以上を総括すると、網走湖における長期界面変動は、流域の気象・水文現象などの広域的・長期的現象と塩水遡上特性や湖水の混合現象などの局部的・短期的現象に依存している。図 6.2.20が以上の結論をまとめ、網走湖における塩淡境界水位の長期変動に与える各種要因を示したものである。

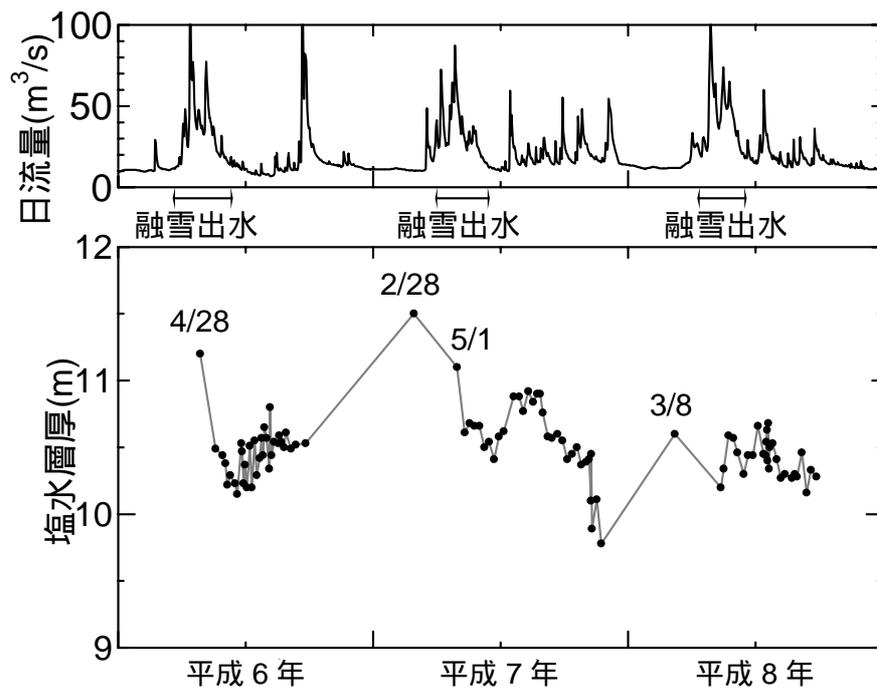


図 6.2.19 1994 (平成6年) ~ 1996年 (平成8年) までの網走湖の下層塩水層厚と網走川(本郷地点)流量の経日変化

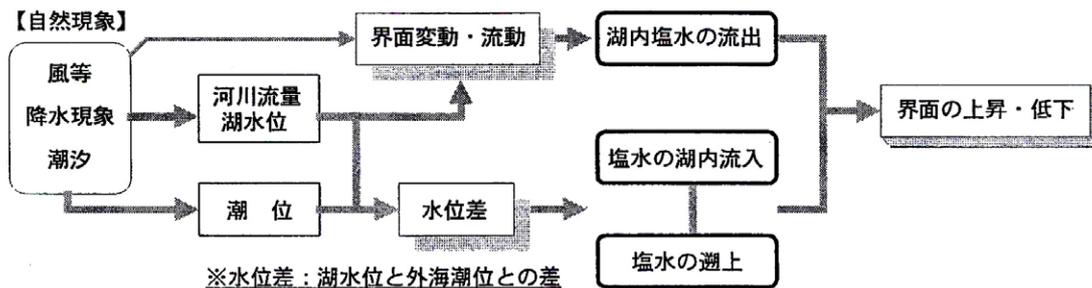


図 6.2.20 網走湖における塩淡水境界水位の長期変動に与える各種要因の模式図

b) 塩淡水境界面の長期経年変動解析

前節までの現地観測により、図 6.2.1に示すように網走湖は近年塩淡水2層構造をしており、塩淡水境界はこの70年間に徐々に上昇を続けており、これが青湖、アオコの直接の原因になっていることが明らかになって来た。この湖への外海からの塩水流入は外海潮位と湖面水位の差がある値を越したときに始まり、海水は湖の出口付近において湖底に沿う形で直接下層塩水層に供給されている。一方、湖内下層の塩水は境界面を通して上層淡水に定常的に連行 - 供給され、大出水時には流出流速がある値を越えると下層水を吸い上げる形で湖外にはき出していることが明らかにされて来た。これを模式的に示すものが図 6.2.21であり、図 6.2.22が計算のフローチャートを示している。本節は塩淡水境界面水位の数十年以上に渡る変動計算を行ったものである。

基本式は上層厚 (h_f) と下層厚 (h_s) を未知数とする上層・下層水量の2つの連続式である。

$$A_f \frac{dh_f}{dt} = Q_{fin} - Q_{fout} + Q_{finb} \quad \dots\dots\dots (6.2.2)$$

$$A_s \frac{dh_s}{dt} = Q_{sin} - Q_{sout} \quad \dots\dots\dots (6.2.3)$$

ここに、 h_f : 湖上層の淡水層厚、 h_s : 湖下層の塩水層厚、 $A_f(h_f, h_s)$: 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_{fin} : 上流河川からの淡水流入量、 Q_{fout} : 湖淡水の流出量、 Q_{sout} : 湖塩水の流出量、 Q_{sin} : 外海からの塩水流入量、 Q_{finb} : 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もどりして湖内に流入する量）

湖出口の河道流量 (Q) の算定には、既存の水位流量関係式 (6.2.4) 式を適用する。

$$Q = a(G + b)^3 \tanh(cAc - d) \quad \dots\dots\dots (6.2.4)$$

ここに、 H : 網走港の水位 (h_s) と湖水位 (G) との差 ($H = h_s - G$)

逆流時には、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時間までは淡水のみが、それ以降を塩水のみが逆流するものとした。

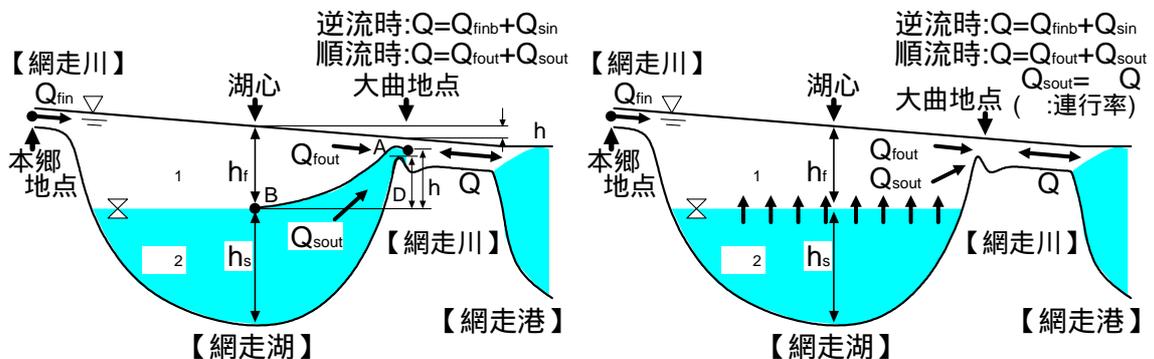


図 6.2.21 塩水流出モデルの概念図(a)連行型，(b)吸い上げ型

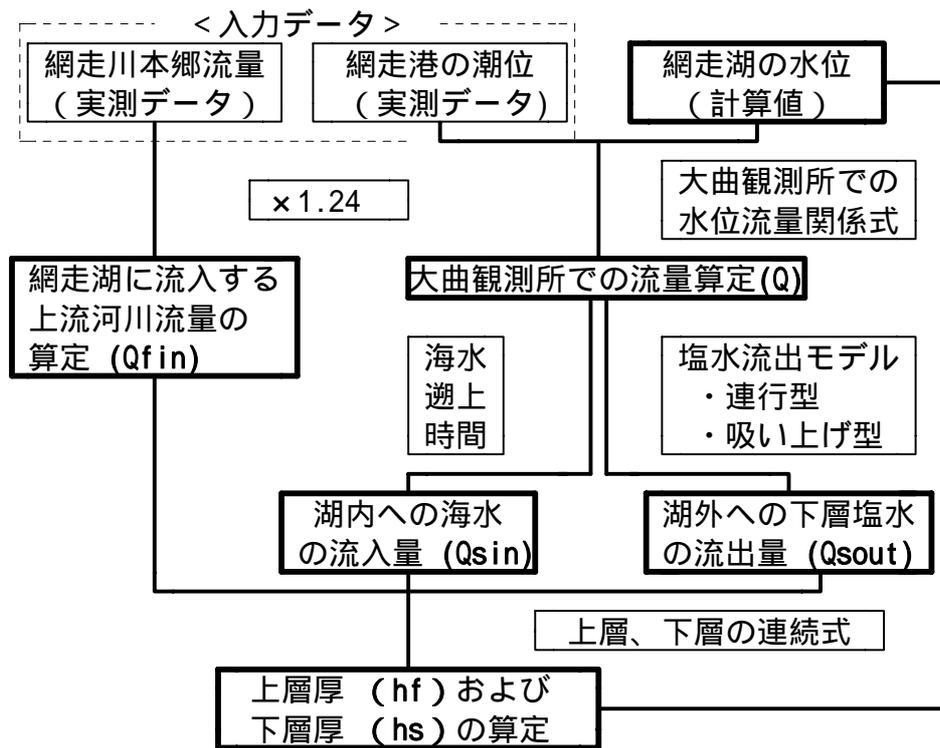


図 6.2.22 計算のフローチャート

i) 連行モデルについて

ここでは連行による塩水流出量を推定するモデルを証明する。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。

$$Q_{sout} = r \times Q_{out}, Q_{fout} = (1-r) \times Q_{out}, r = \gamma \times \exp(-CE \times h_f) \quad (6.2.5)$$

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流量は、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。

ii) 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 6.2.21(b)に示す吸い上げ型の塩水流出が起こ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。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。詳細は省くが、塩淡境界の流線が湖出口に到達する条件を求めると

$$v_{A1} = \sqrt{2gh \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1}} = v_c \quad \dots\dots\dots (6.2.6)$$

となる。すなわち湖出口で断面平均流速 v_c が、(6.2.10)式より算定される 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こる。湖出口における塩水と淡水の流速

$$v_{a1}, v_{a2} \text{ は、 } v_{a1} = \sqrt{2g\Delta h} \text{ と } v_{a2} = \sqrt{2g \left\{ \left[\frac{\rho_1}{\rho_2} - 1 \right] h + \frac{\rho_1}{\rho_2} \Delta h \right\}}$$

より得られる。

$$Q = v_{a1} A_f + v_{a2} A_s \quad \dots\dots\dots (6.2.7)$$

ここに、 A : 湖出口部の流水断面積、 A_f 、 A_s : 淡水と塩水層の面積、塩水流出量は $v_{a2} A_s$ 、淡水流出量は $v_{a1} A_f$ となる。

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、モデルの妥当性については、塩淡境界面の長期変動のシミュレーション結果から検証することとする。

図 6.2.23は本モデルを用いて行った平成 6 年と平成 7 年の 2 年間の計算結果を示すものである。これらの図より湖面の水位や塩淡境界水位ともに実測値をほぼ再現しており、モデルの妥当性を実証されたと言えよう。このとき本モデルで採用した連行率は約 1%程度とっており、実測値との対応は良好なものであった。

次に本モデルを用いて昭和 50 年から平成 10 年までの約 20 年間の計算を行った。図 6.2.24がこのときの結果であり、塩淡境界の長期変動をおおむね再現していると言えよう。すなわち昭和 50 年から平成元年あたりまでは塩淡境界は水位で -5m まで上昇しつつ、このあたりであたかも飽和状態が続くように今日まで至っている。この 5m という数値はヤマトシジミが生息するには湖岸で適した塩水濃度を供給する一方、無酸素の下層が余りにも高い水位にまで存在するため、強風時には上層まで顔を出し、青潮を招いていると言えよう。

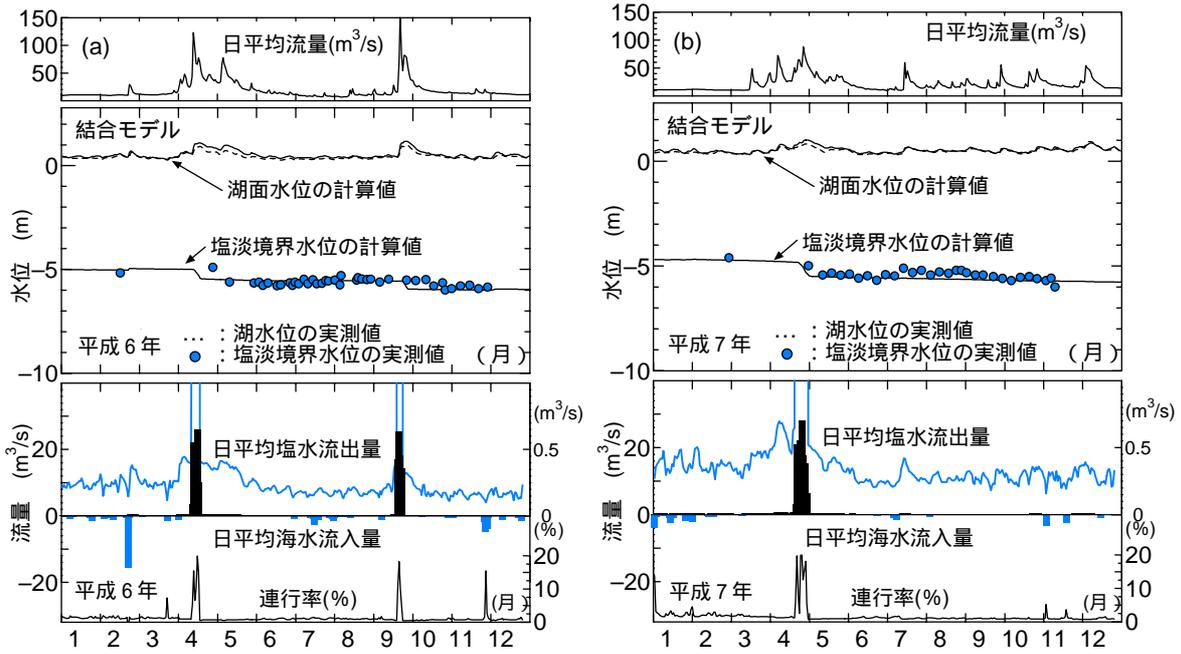


図 6.2.23 塩淡水境界水位変動と塩水流出・入挙動の計算結果

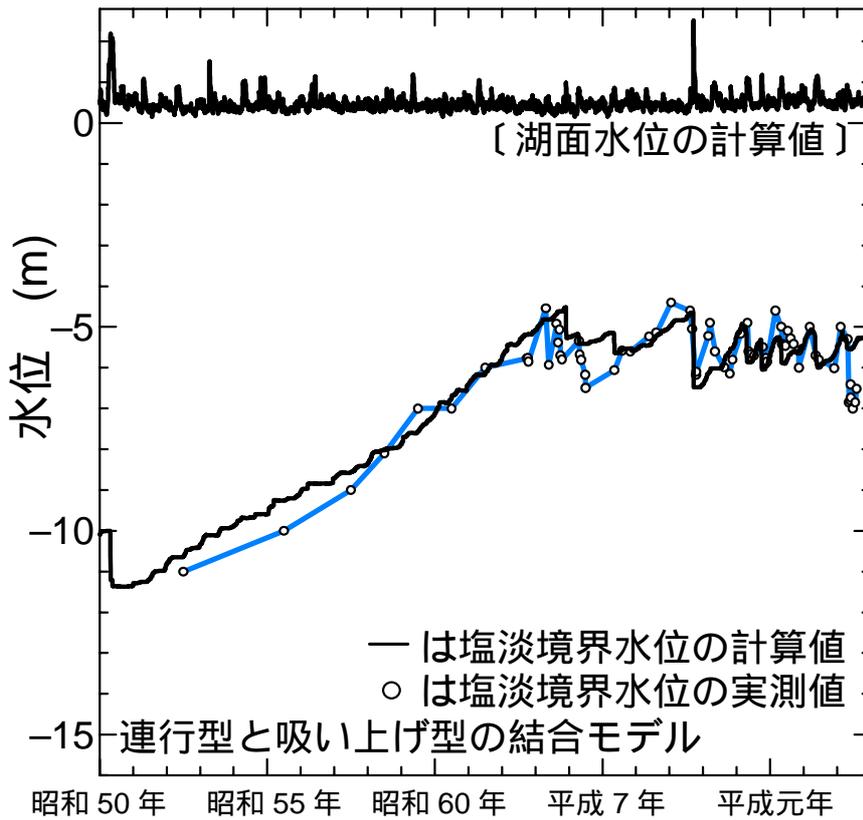


図 6.2.24 連行モデルと吸い上げモデルとの結合モデルによる長期界面変動に関する計算結果

2)短期変動

本節では魚群探知機を用いた湖内映像と塩分濃度・水温・溶存酸素量の実測結果に基づき、各種風向・風速条件下における網走湖の成層界面の挙動について明らかにする。

a) 非結氷期の塩淡境界変動特性

表 6.2.5は塩淡境界の短期的挙動を明らかにする目的で行われた現地観測の日時とその時の河川流入量、潮汐、風況及び魚群探知機の観測経路について示す。

図 6.2.25(a)、(b)は、網走湖の長軸方向の魚群探知機による映像と、それに対応する塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布の実測結果、および計測期間中の湖長軸方向の平均風速を表している。

表 6.2.5 魚群探知機を用いた観測時の河川流入量、潮汐、風況、及び観測経路の概要

季節	春期(融雪期)	秋 期	大 春 期	夏 期	夏 期
潮汐	大 潮				
河川流入量	多(融雪出水)	普	普	普	普
◎地点で観測した風向風速の時系列 ←: 界面挙動に影響を及ぼすと推定される風 -: 超音波の観測経路	やや強 	強 	中 	中 	微
観測日時 (▲印に対応)	平成9年4月26日 10:45~12:00	平成7年11月9日 11:00~11:40 17:00~18:00	平成7年5月2日 15:35~16:38	平成6年8月6日 13:17~14:18	平成7年8月25日 12:38~13:30

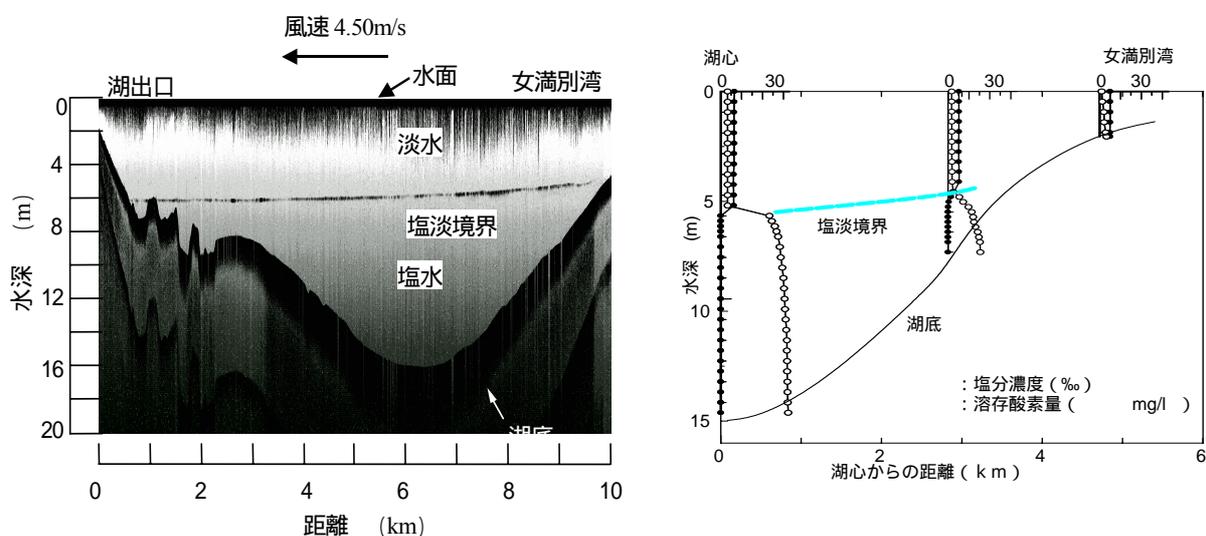


図 6.2.25 (a) 弱風時の網走湖縦断面の超音波による映像と塩分濃度・溶存酸素量の鉛直分布 (平成7年5月2日 15:35~16:38 (平均風速4.5m/s))

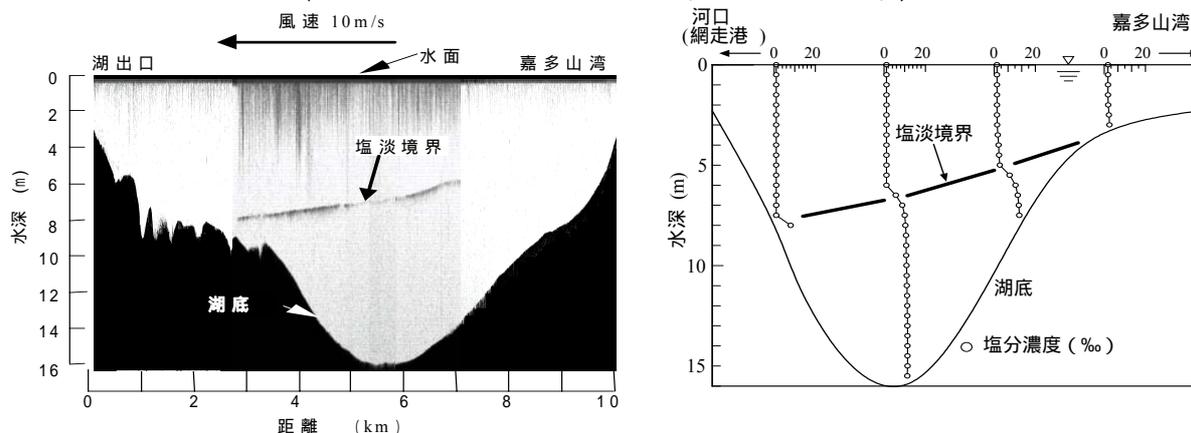


図 6.2.25 (b) 青潮発生後の強風時における網走湖縦断面の超音波による映像と塩分濃度の鉛直分布 (平成7年11月9日 11:00~11:40 (平均風速7.2m/s))

これらの観測結果から次に示す事項が明らかになった。網走湖は、淡水と塩水による強固な密度二成層を形成しており、水面下 5~6m の位置に明瞭な塩淡境界面を有している。この密度境界面は、風が連吹することにより、常に基本モードに近い形で風上側で上昇し、その上昇量は湖面に作用する風速とその持続時間に依存する。図 6.2.5 のほぼ無風状態 (0~2m/s) のときは、塩淡境界水位に変動は見られず、界面はほぼ水平に保持されるのに対し、図 6.2.25 (a) 弱風 (3~5m/s) 時には、風上側に僅かに上昇 (風上端が約 1m 上昇) する。一方図 6.2.25 (b) のように 6~10m/s の強風が連吹した場合は、さらに高く上昇し、風上端では水面下 3m にまで達していることが、超音波の映像および塩分濃度の鉛直分布により推察することができる。因みに、図 6.2.25 (b) の観測日の前日には、台風なみに発達した低気圧の影響により、網走地方を強風 (瞬間最大風速 30.7m/s、平均風速 14.9m/s) が長時間にわたって吹き荒れたため、網走湖南端 (女満別湾) において青潮の発生が確認されている。

b) 青潮発生時の湖内流況構造

風の吹き寄せにより水面が上昇すると、それに応じて塩淡境界面は低下する。この映像は図 6.2.4、図 6.2.25(a)、(b) に示されているが、ここでは青潮発生時の流況を詳しく見てみる。

i) 観測項目及び観測方法

1. 湖内流況観測

観測地点：湖内 3 点 × 3 層 (上層・塩淡直上・下層) 及び船上からの観測
観測機器：自記式流向流速計 (10 分毎測定) 及び ADCP、魚群探知機 (船上)
観測項目：流向流速

2. 湖内水塊変動観測

観測地点：湖内 3 点 × 4 層 (上層・塩淡直上・塩淡直下・下層) 及び船上観測
観測機器：自記式水温・塩分計 (10 分毎測定) クロロテック (船上)
観測項目：水温、塩分、濁度、クロロフィル a

3. (密度境界面位置変化)

観測地点：湖内 3 点、湖出口 1 点 (鉛直 0.1m 毎)
観測機器：直読式水温・塩分・DO 計、クロロテック
観測項目：水温、塩分、DO、濁度、クロロフィル a

4. 風向風速観測

観測機器：自記式風向風速計
観測項目：風向風速

6.2 網走湖の水力・水質特性

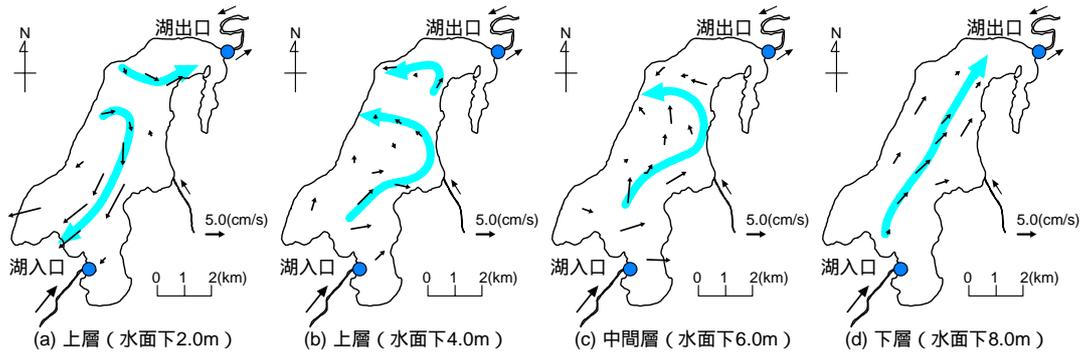


図 6.2.26 長軸方向に強風が吹いたときの網走湖の ADCP による流動観測結果
(各層ごとの水平流速ベクトルの平面分布)

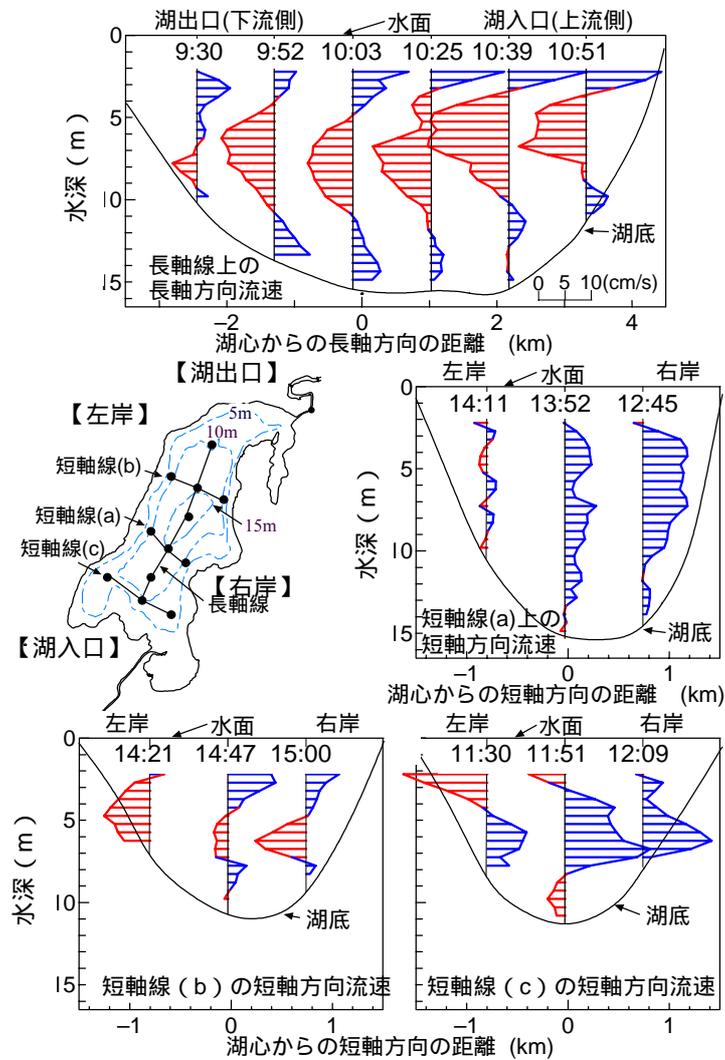


図 6.2.27 長軸方向に強風が吹いたときの網走湖の ADCP による流動観測結果
(平成 8 年 8 月 26 日 9:30 ~ 15:00 (風速 3 ~ 4m/s の北風))

6.2 網走湖の水利・水質特性

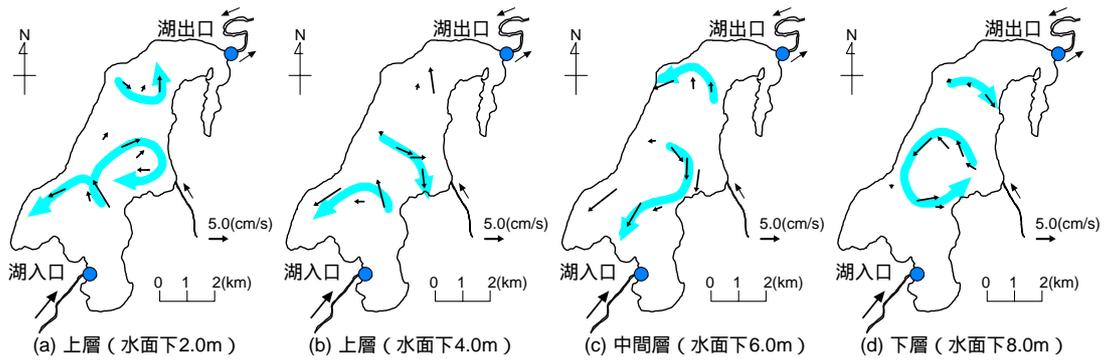


図 6.2.28 短軸方向に強風が吹いたときの網走湖の ADCP による流動観測結果
(各層ごとの水平流速ベクトルの平面分布)

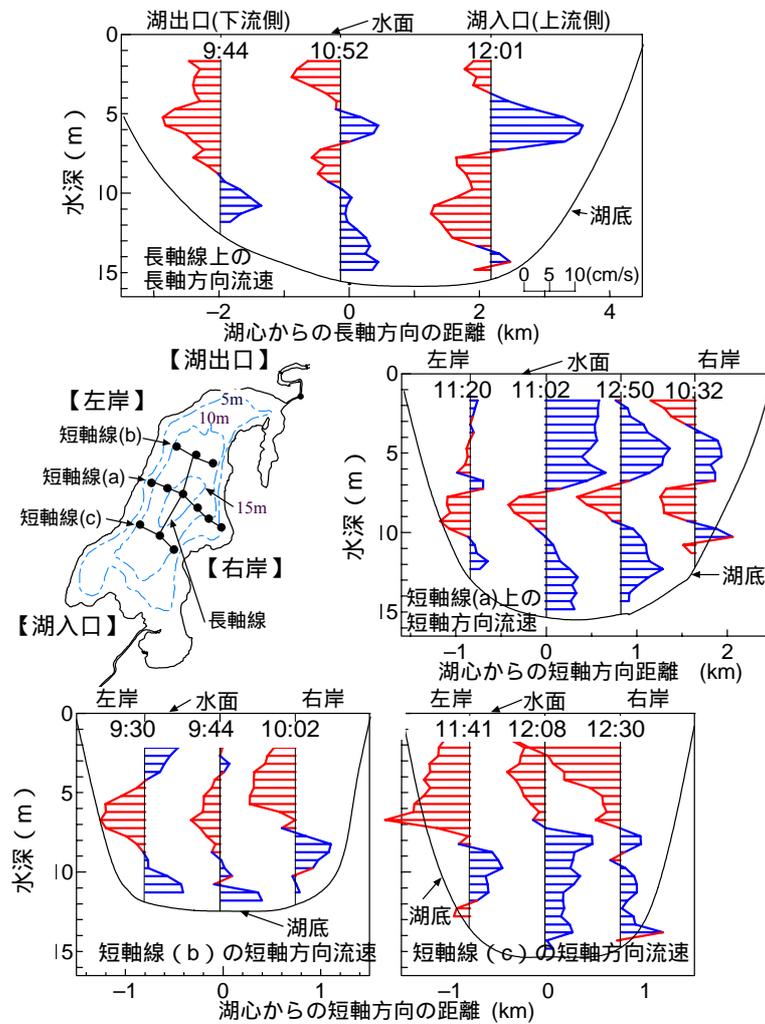


図 6.2.29 短軸方向に強風が吹いたときの網走湖の ADCP による流動観測結果
(平成 7 年 11 月 10 日 9:30 ~ 12:30 (風速 3 ~ 4m/s の西風))

6.2 網走湖の水利・水質特性

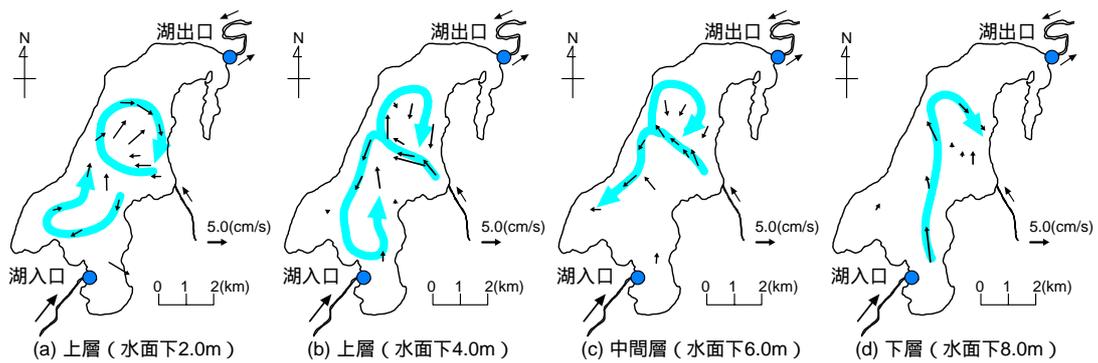


図 6.2.30 ほぼ無風状態の網走湖の ADCP による流動観測結果
(各層ごとの水平流速ベクトルの平面分布)

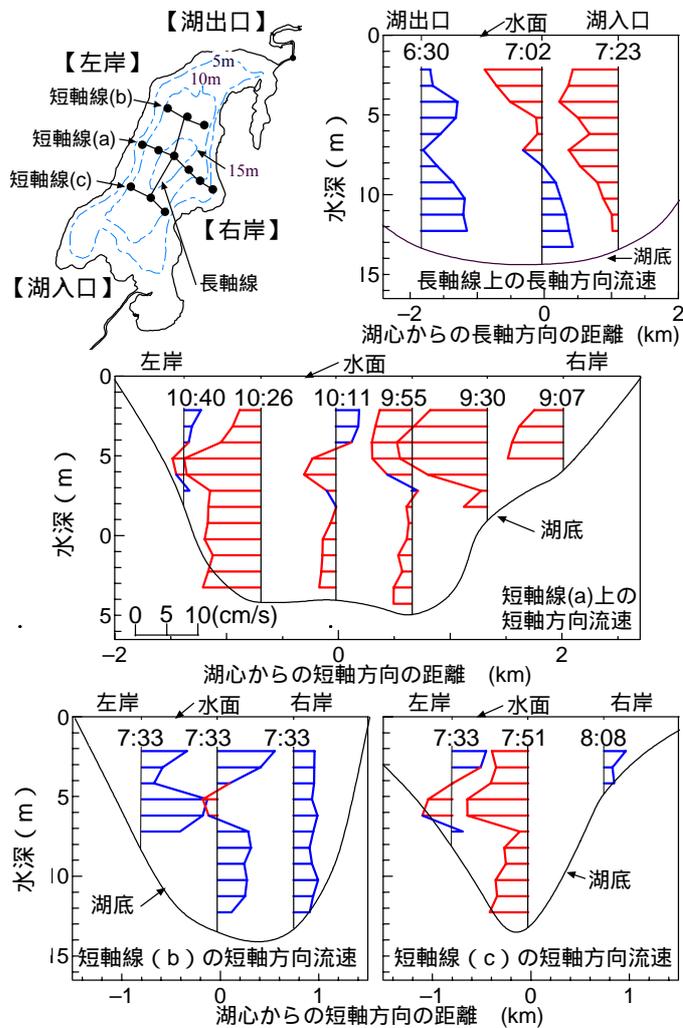


図 6.2.31 ほぼ無風状態の網走湖の ADCP による流動観測結果
(平成 7 年 8 月 26 日 6:30 ~ 10:40 (風速 0 ~ 1m/s))

6.2 網走湖の水利・水質特性

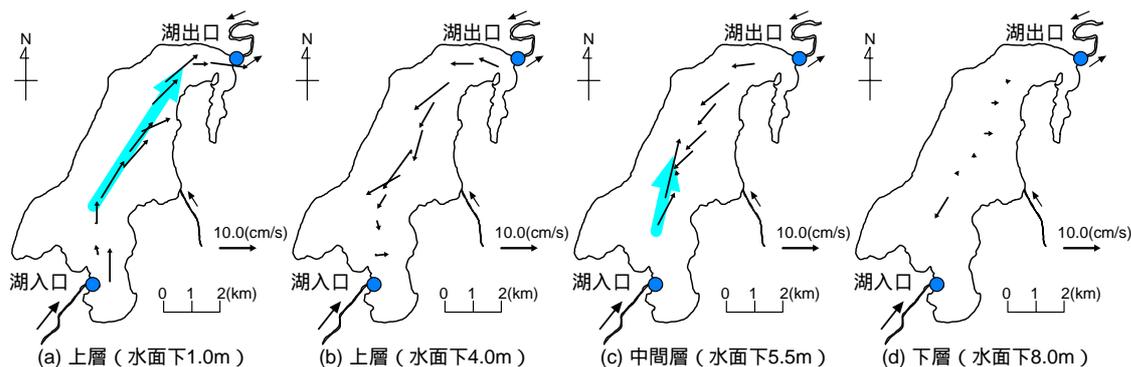


図 6.2.32 網走湖の ADCP による流動観測結果
(各層ごとの水平流速ベクトルの平面分布)

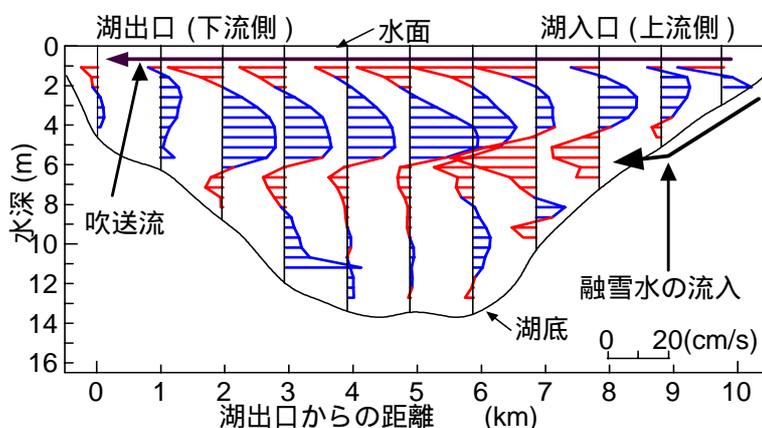


図 6.2.33 網走湖の ADCP による流動観測結果
(平成 9 年 4 月 26 日 10:45 ~ 12:00 (風速 5 ~ 6m/s の南風))

c) 湖面を吹く風と湖水の流動特性との関係

i) 湖沼形状に対する風の向きが吹送循環流の形成に及ぼす影響

図 6.2.26、図 6.2.27は平成 8 年の夏の観測から得られた水平流速ベクトルの各層(水面下 2、4、6、8m)の水平分布と湖長軸・短軸方向流速の縦・横断分布を示している。同様に、図 6.2.28、図 6.2.29は平成 7 年の秋期観測、図 6.2.30、図 6.2.31は平成 7 年の夏期観測から得られた水平流速ベクトルの各層の水平分布と湖長軸・短軸方向流速の縦・横断分布を示している。図 6.2.32、図 6.2.33は平成 9 年の融雪期の水平流速ベクトルの水平分布と湖長軸方向流速の縦断面分布を示す。

これらの 4 回の流動観測結果を相互に比較すると、各観測ごとに流況が異なっていることがわかる。流れに影響を及ぼす幾つかの因子の中で、各計測期間中の風況の違いが、他の因子(密度成層、流入河川、潮汐等)に比べ最も顕著である。また、強風時に明瞭な吹送流が形成され、湖底部にも流れが生じている。したがって、網走湖の流動特性を

理解するには、湖固有の地形特性、成層構造、上下流河川からの流入・流出条件が、吹送流やその直下の補償流の発達過程にどのような影響を及ぼすか、という観点からの考察が重要となる。平成9年の融雪期に行った観測では、その期間中5~6m/sのやや強風が湖長軸方向南から5時間にわたり連吹していた。平成7年の夏期に行った観測では、反対に観測開始の4時間前までに3~4m/s程度の南風が連吹していたが、観測期間中は微風状態であった。平成7年の秋期と平成8年の夏期に行った観測では、期間中常時3~5m/s程度の風がそれぞれ西（湖短軸方向）および北（湖長軸方向）から連続して吹いていた。なお、両者とも観測開始以前には、4~5m/s程度の南風が確認されている。

通常、密度二成層を有する矩形断面水域に一樣風が連吹する場合は、3層構造（表面は風の向き、その下の逆流及びその下の補償流の3層）の吹送循環流を形成することが実験的に知られている。今回の観測結果の中で、これに最も近い流況を呈しているのが図6.2.27に示す平成8年の夏期観測結果である。このときは、湖の長軸方向に北風（3~4m/s）が連吹しており、表層には明らかに吹送流と見られる流れの発生が確認される。したがって、このときの流動は観測期間中の風の影響を直接的に受けていることがわかる。

次に、短軸方向に3~5m/sの風が吹いたときの秋期（平成7年11月10日）の観測結果（図6.2.28、図6.2.29）について注目する。湖短軸方向の流れの構造は、平成8年の夏の観測結果（図6.2.26、図6.2.27）と同様に典型的な3層構造の吹送循環流を形成している。しかしながら、湖長軸方向流速の鉛直分布および流速ベクトルの水平分布を見ると、長軸方向に強風が吹く場合の前回の観測結果に比べ、多様な流況を呈していることがわかる。水面下1m付近の流れに注目すると、湖心部には、風向きと同じ方向（西から東方向）に流れが形成され、それが右岸に達する付近で水平方向に湾曲分流し、湖心から右岸にかけて局所的な水平環流が発生しているような流況となっている。湖長軸方向流速の鉛直分布において、流向・流速が4~5層にもわたって変化するのは、このような渦構造の影響によるものと考えられる。

最後に、微風状態の夏期の観測結果（平成7年8月26日）について述べる（図6.2.30、図6.2.31）。前述の2ケースに比べ、流向が多岐にわたって変化するなど不規則な流動場が確認される。さらに、流速の鉛直分布において、流向が4層にわたって変化する地点や、逆に鉛直方向にほとんど変化しない地点が混在する点は、そのメカニズムの解釈を困難なものにする。湖心付近には水平還流の発生を予想させる流況や、流れの鉛直構造に内部セイシュや吹送循環流に似た流況が部分的に見られることから、弱風時には、各種の流れが混在することにより流況が多様に変化することが予想される。

ii) 融雪出水の流入が循環流の形成に及ぼす影響

ここでは融雪出水期（平成9年4月26日）に湖長軸方向に強風（南から10m/s）が連吹したときの網走湖の流動特性について明らかにする。図6.2.34はこの時の流動観測結果に対応する湖縦断方向の超音波による湖内映像(a)と ADCP による流動観測結果(b)で

あり、図 6.2.36 に密度(a)、塩分濃度(b)、溶存酸素(c)、水温(d)、濁度(e)、クロロフィル a(f)の湖内分布をそれぞれ示す。融雪期は、台風シーズンを除いて一年の中でも湖内への河川流入量が最も増大する季節である。この年の平水時の日平均流量は $15\text{m}^3/\text{s}$ であったのに対し、融雪期間中(4、5、6月)の日平均流量は $31\text{m}^3/\text{s}$ にも及んでいる。従って、この時期の湖流の主な成因としては風と流入河川の2つが挙げられる。

図 6.2.33 の表層部の流れを見ると、吹送流と見られる湖の上流から下流方向(強風が吹く方向)の速い流れが確認できる。しかし、図 6.2.33 に示す流れの鉛直構造は通常の吹送循環流とは異なり、流向が鉛直方向に4~5層にわたって変化しており、先に示した閉鎖成層水域特有の3層構造の流れを残しつつもより多層構造になっている。湖の上流側の界面付近には、上流から下流方向の非常に速い流れが存在する。その影響により、吹送循環流が界面を境に上層と下層に分断され、鉛直方向に細分化された流れの多層構造が形成されている。図 6.2.34 はこれに対応する湖長軸方向の超音波の映像(a)と ADCP による南北方向流速の縦断面分布(b)を示したものである。これを見ると上流河川からの流入水が、界面に到達するまでは湖底に沿うように、また界面に到達してからは淡水層と塩水層の境界を界面に沿うように楔状に侵入し、その先端が湖心近くにまで及ぶ様子が確認できる。

図 6.2.35 は図 6.2.34 とは年度と時期は変わるが、洪水時の超音波映像を示している。これらの図より、濁度の高い洪水出水は塩淡水境界面に侵入し、極めて長いカルマンヘッドを形成しつつ湖の出口方向に向かって進行しつつあることがわかる。

図 6.2.34 (b) の融雪出水時における超音波の映像に現れる楔の内部では、元の湖水に比べ、水温が2~3程度低く(上層: $6.5\sim 7.5$ に対し、流入水: 4.5)、かつ濁度は20~30ppm程度大きい(湖水: $10\sim 15\text{ppm}$ に対し、流入水: $45\sim 50\text{ppm}$)。したがって、湖内に流入する融雪水の密度は、主に湖水との水温差により、上層水と下層水のちょうど中間の値を示すことになる。

なお、融雪出水時には上層の塩分濃度は通常の1‰から2~3‰程度の高い値を示している。これは風の影響、もしくは融雪水の侵入による下層成分(塩分、浮遊物質、栄養塩など)の巻き上げにより上層に供給されたものと考えられる。

図 6.2.36 は、図 6.2.34 に対応して融雪出水期における各種水理・水質諸量の空間分布を示している。これらの図の中で特に濁度の分布からも融雪出水が塩淡水境界面に沿って侵入していることがわかる。

図 6.2.37 は、以上の観測結果を模式的に要約したものである。網走湖の流動は、強風時には閉鎖成層水域特有の3層構造の吹送循環流を形成するが、弱風時には流速分布が4~5層構造になるなど複雑化・多様化する傾向にある。その要因として、湖盆形状、風況の違い、潮汐の影響により、水平環流や内部セイシュが発生するなど各種の流れが混在することが挙げられる。また、融雪出水が、淡水と塩水の境界上を楔状に侵入する場合には、それによって上下層の流れが分断され、湖全域の流動は、3層構造から多層構

造へと移行する。

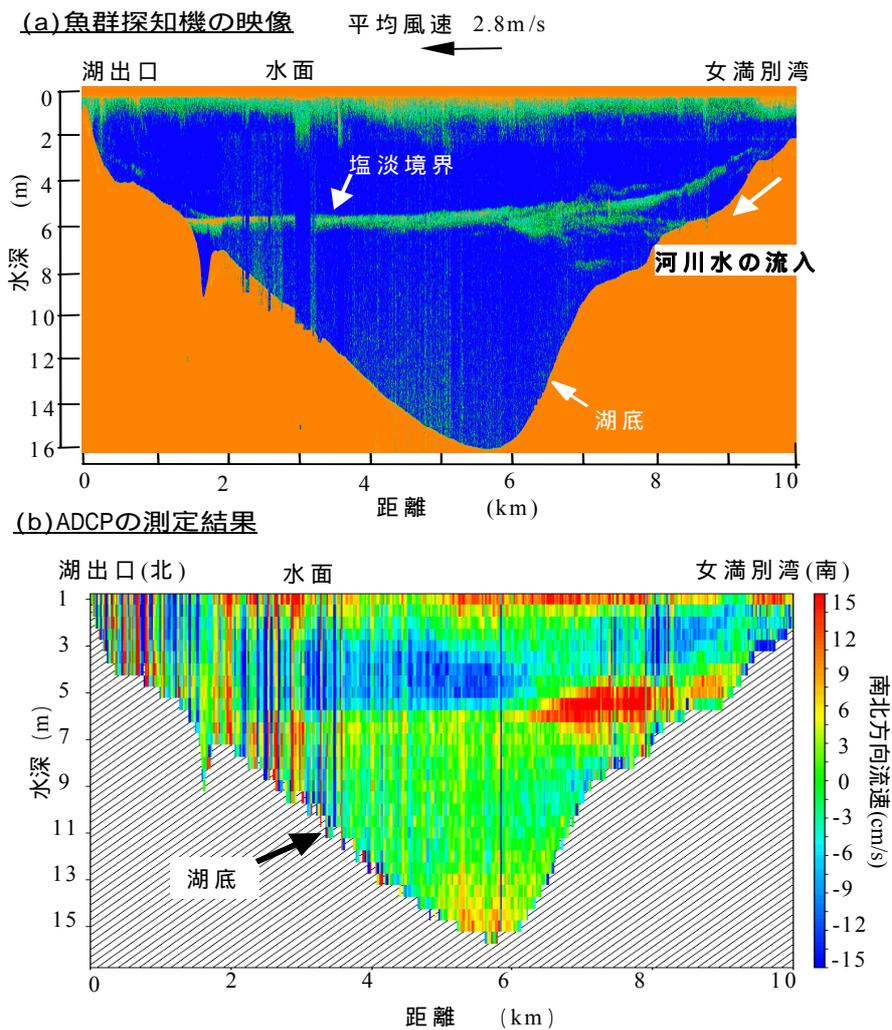


図 6.2.34 融雪期の網走湖縦断面の超音波の映像と流速分布
(平成9年4月26日 10:45~12:00 (風速5~6m/sの南風))

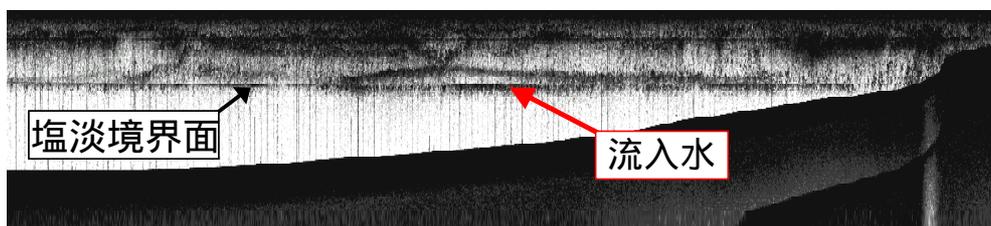


図 6.2.35 湖縦断面における超音波による映像
(平成10年9月4日 11:36~14:00)

6.2 網走湖の水利・水質特性

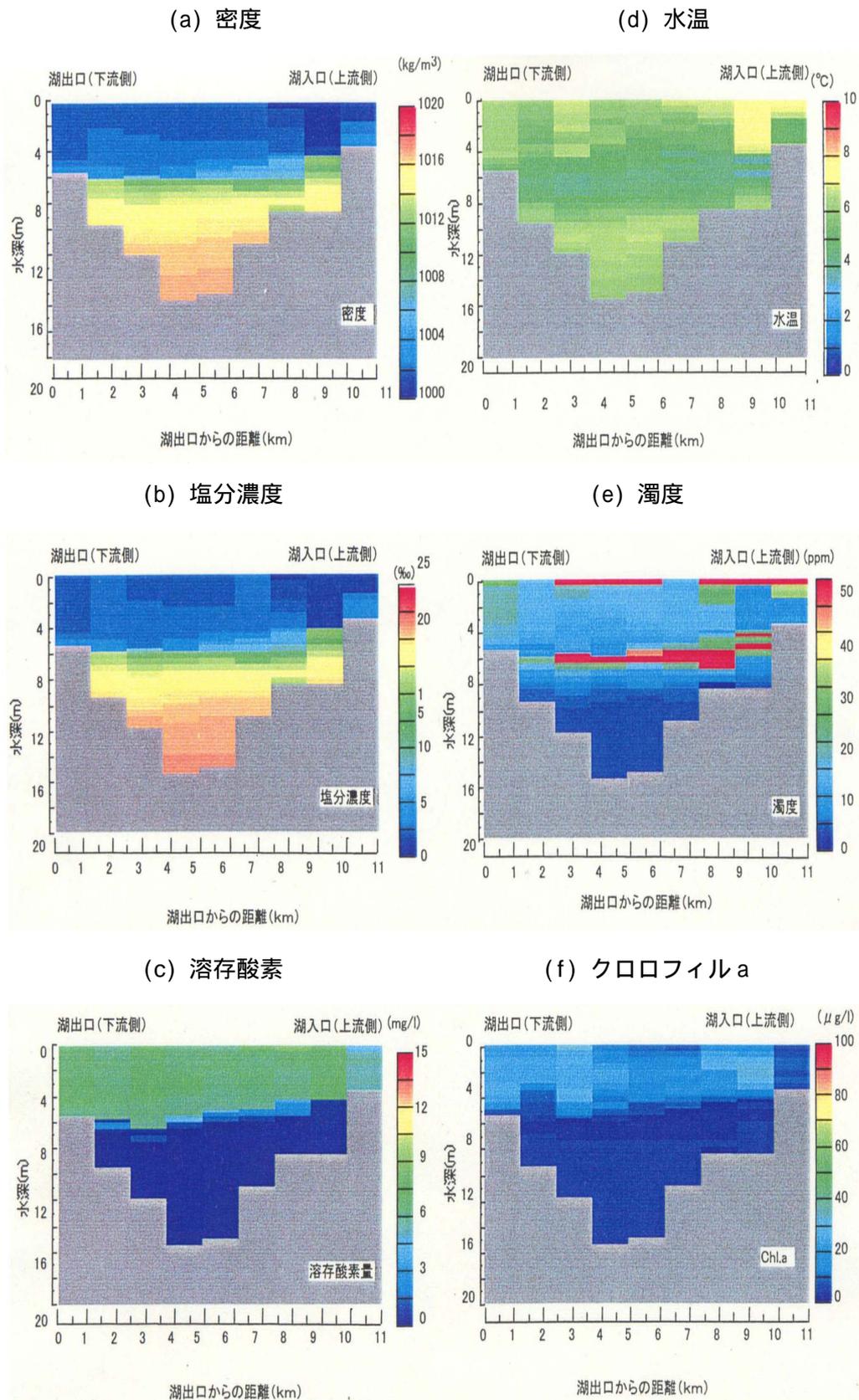


図 6.2.36 融雪期の網走湖縦断面の密度(a), 塩分濃度(b), 溶存酸素量(c), 水温(d), 濁度(e), クロロフィル a 濃度(f)の分布 (平成 9 年 4 月 26 日 12:00 ~ 18:00(風速 5 ~ 6m の南風))

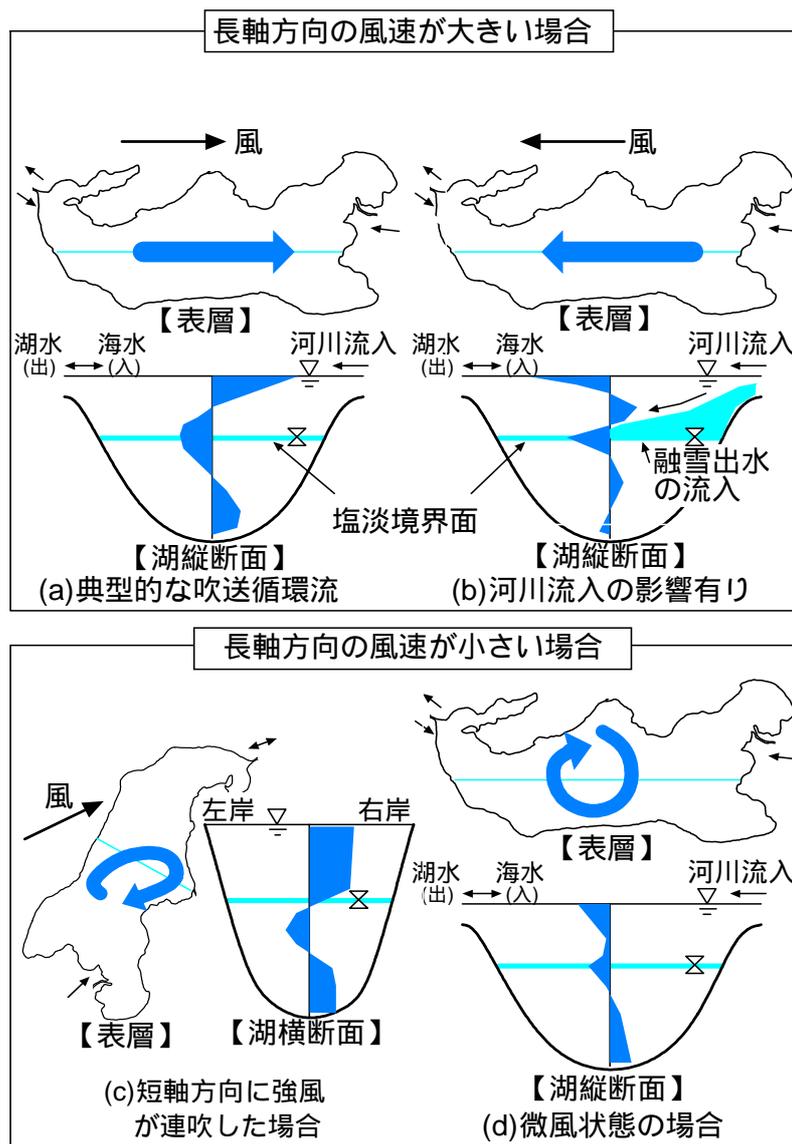


図 6.2.37 風の影響が湖水に及ぶ非結氷期における網走湖の流動の模式図

iii) 結氷期の湖内の流動特性

風や出水期の流入河川水の影響を排除し、網走湖固有の流動特性とその成因について明らかにするため、結氷期に流動及び水質の観測を行った。この時期は、湖面が厚さ約 50cm の氷層に覆われるため、大気と湖水との運動量・熱・物質交換を完全に遮断する。また、小雨期（降水量のほとんどを降雪が占める）でもあることから、結氷期間中に網走湖に流入する網走川の流量はほぼ基底流量に近い。したがって、結氷期に湖水に作用する非定常な変動成分としては潮汐のみが考えられる。観測では 2 ヶ所の観測点（図 6.2.39、地点）において流速、塩分濃度、水温、濁度、クロロフィル a の計測を水深方向に行った。

図 6.2.38は、上から網走港の潮位データ、大曲橋(湖出口から 1km 下流)橋脚付近の水

位、湖の水位観測値および観測点（観測点は図 6.2.39参照）における各水深ごとの水平流速ベクトルの時系列を表している。これらの図から、結氷期における網走湖の流動は次のような特徴を有することがわかる。 、 の両地点に共通するものとしては、流速は全般的に小さく（平均すると 5cm/s 程度）、湖長軸方向の流れが卓越している。流向・流速は周期的に変動し、その変動成分が定常成分に比べ大きいことから、時間の経過にともない流向が 180 度変化している。また、上層と下層の流れを比較すると、常時、流向が逆方向である等が挙げられる。一方、両地点に特有の現象には 地点では、湖の最下層部に 10~12 時間程度の変動周期を有するかなり速い流れ（最大 16cm/s 程度）が存在し、 地点では、北から南向き（下流~上流方向）の流れが恒常的に存在する等が挙げられる。

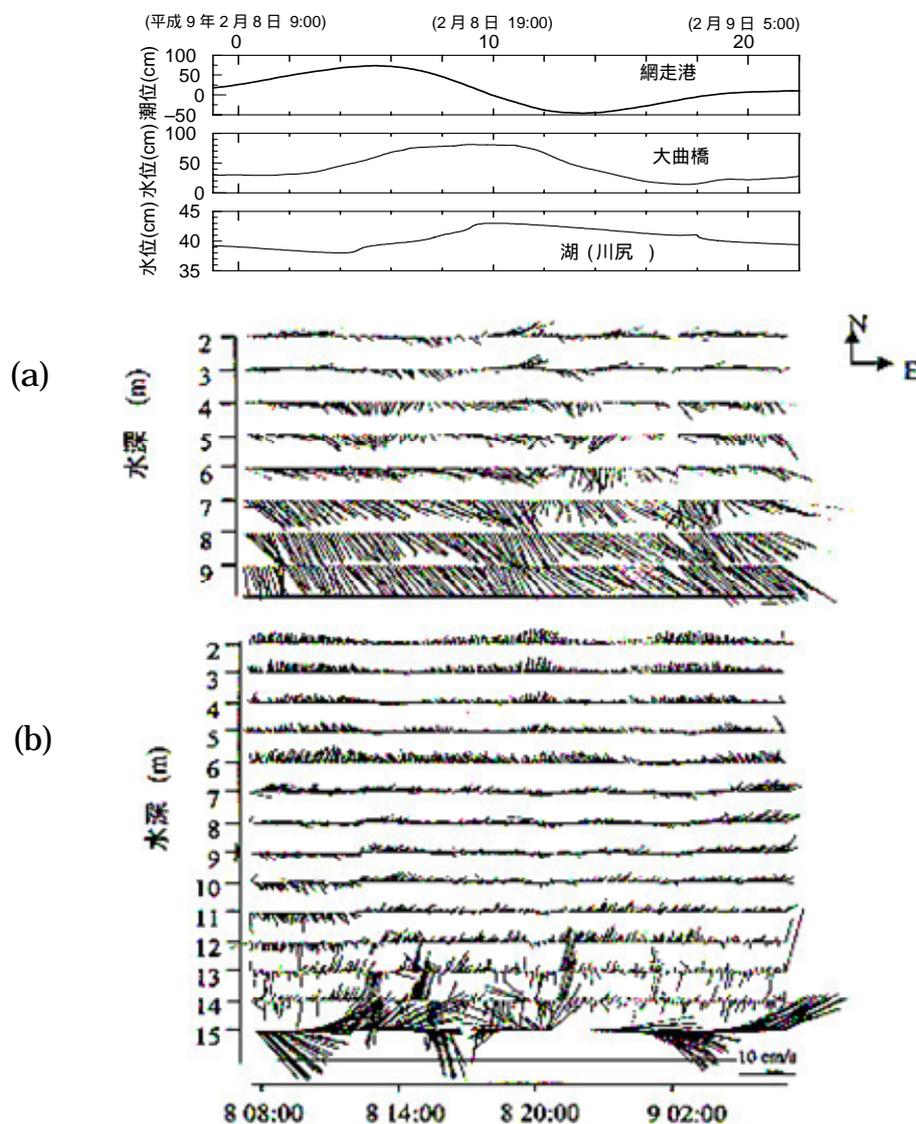


図 6.2.38 風の影響が湖水に及ばない結氷期における網走湖の流動特性
 （平成 9 年 2 月 8 日 8:00~2 月 9 日 8:00）
 (a)湖心付近（観測点 網走港）の水平流速ベクトルの時系列
 (b)湖心から 1km 下流地点（観測点 大曲橋）の水平流速ベクトルの時系列

結氷期の湖内流動の成因について考察するため、湖心で計測した流速変動についてスペクトル解析を行った。図 6.2.39は、地点における各水深ごとの南北方向流速のスペクトルである。

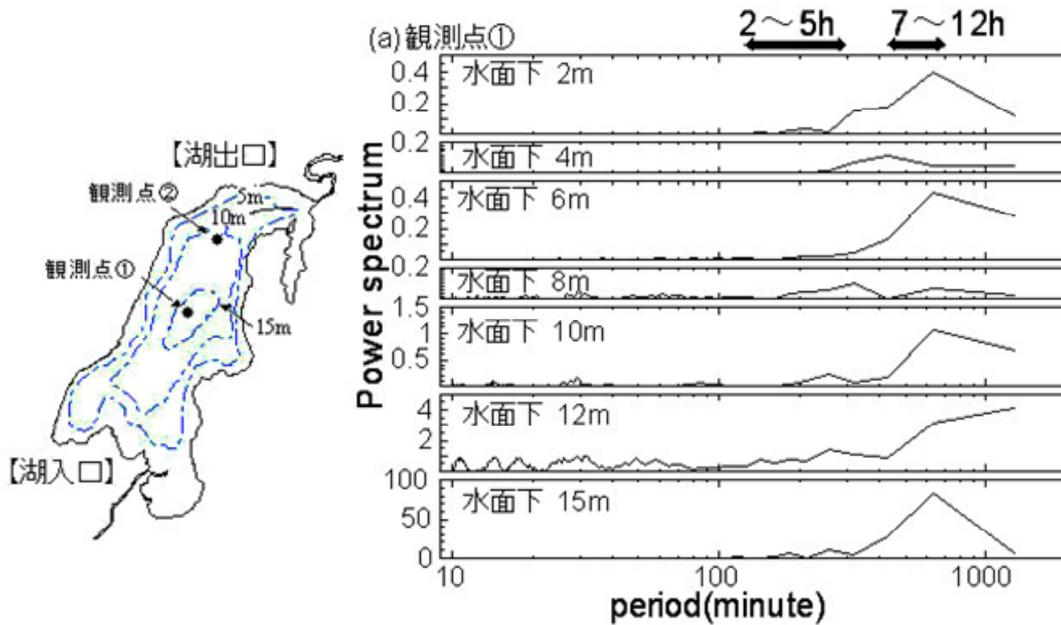


図 6.2.39 各水深ごとの 地点(a)における南北方向流速のスペクトル

観測点、における流速変動には、 $T = 7 \sim 12$ 時間の卓越周期が存在する。結氷時に周期的な流れを生じさせる物理現象として、潮汐と内部セイシュが挙げられる。ただし、網走湖で確認された卓越周期は、潮汐による半日および1日周期の水位変動成分とは明らかに異なっている。式(1)は、最も単純化した線形理論によって導出された内部静振の周期を求める式である。

$$T_i = \frac{2L}{n} \sqrt{\frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \frac{h_1 + h_2}{gh_1 h_2}} \dots\dots\dots (6.2.1)$$

ここに、 T : 内部静振の周期、 L : 湖の長軸・短軸方向スケール(=8,000m、4,000m)、 h_1 : 上層水深(=6m)、 h_2 : 下層水深(=10m)、 ρ_1 : 上層水の密度(=1,000kg/m³)、 ρ_2 : 下層水の密度(=1,014kg/m³)、 n : モード(=1)

これを用いて網走湖で発生する内部セイシュの周期を計算すると、長軸方向では約 8 時間、短軸方向では約 4 時間であり、前述の周期とほぼ一致するが必ずしも同じではない。

d) 湖内への塩水の流入及び湖外への流出に関する解析

網走湖と海域との間は、網走湖出口から網走港に至る約7kmの河川を介して、河川水及び塩水の流入出が行われる。この区間における観測としては、大曲橋地点(河口から5km上流)にて流量を常時観測しているほか、図6.2.40に示すように7地点(網走橋、新橋、鏡橋、大曲橋、新橋-鏡橋間2点、湖出口)において毎年数回の頻度で調査を行っている。

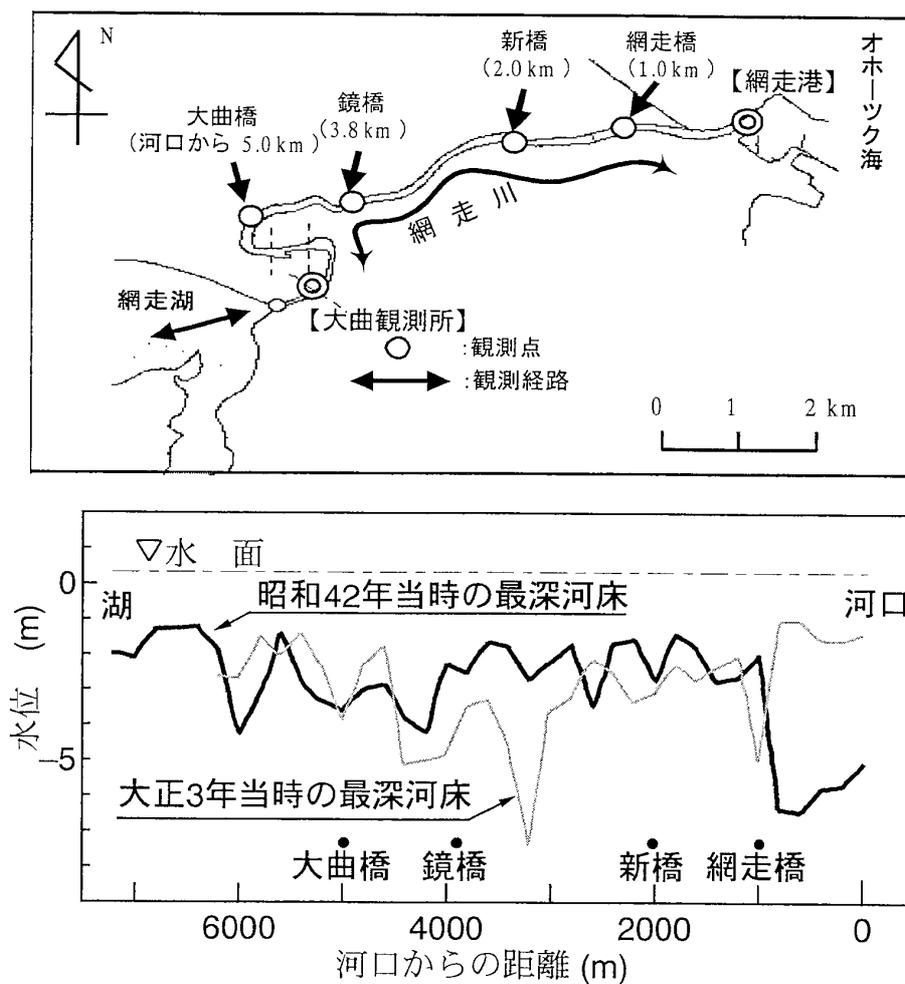


図 6.2.40 網走湖における観測地点

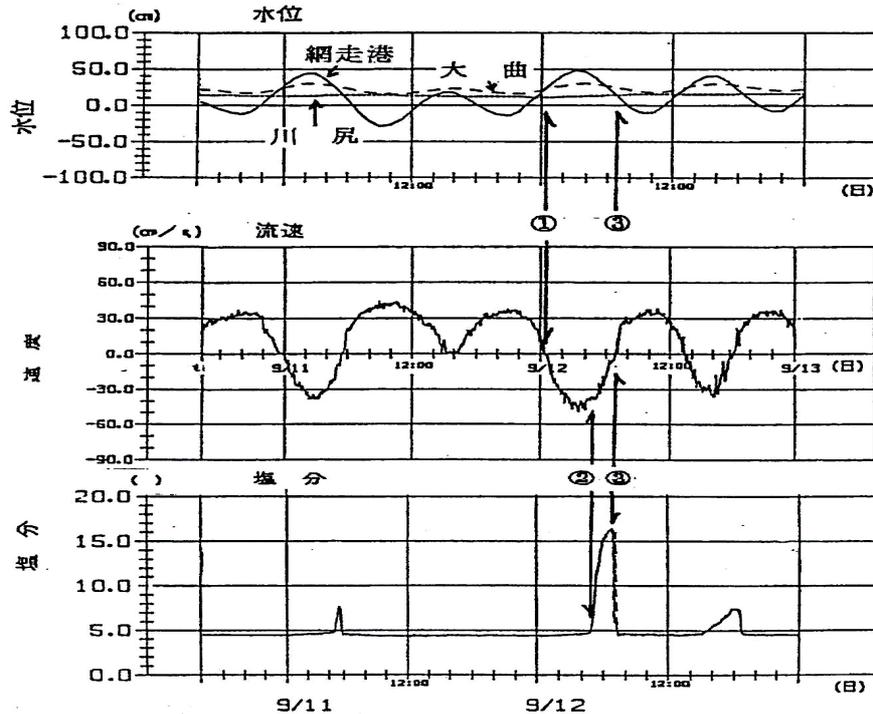


図 6.2.41 湖出口の水位・流速・塩分と潮位・湖水位の関係 (S63 年調査結果)

網走港水位と湖出口水位の逆転により、逆流が開始する。
 逆流速度が最大となるにつれ、湖出口で海水の遡上が検知される。
 網走港水位が湖内水位を下回ると、逆流・海水遡上が終了する。
 逆流は 60cm/s を越えない流速では、海水の進入は見られない。

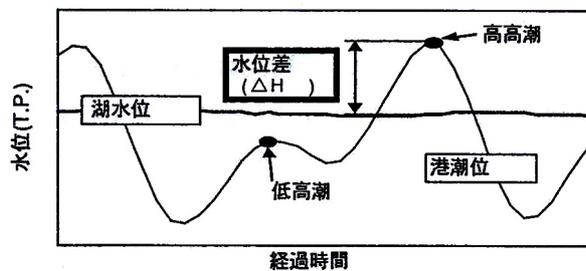


図 6.2.42 水位差 (H) の定義

i) 外海塩水の河川遡上特性

大潮時に網走川を遡上する塩水の混合形態は、観測時間・場所により異なっている(図 6.2.43)。一般に、塩水の遡上形態に影響を及ぼす要因として、潮汐、河川流量、河床形状、風などが挙げられる。しかし図 6.2.44に示すように潮位と湖水位の増減に対応した塩水の遡上が確認されている。そこで潮汐と河川流量の影響を同時に考慮することのできる指標として、高潮時の潮位と湖水位との差(H: 以下、水位差と称する)を導入し、観測結果の分析を試みる。

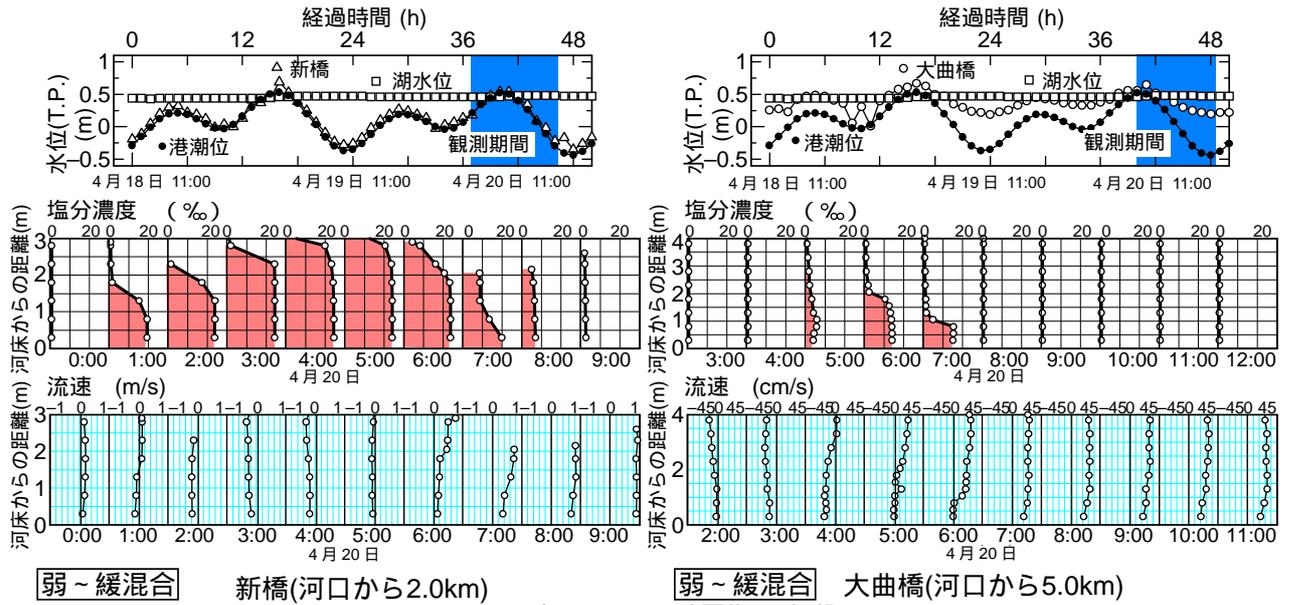
図 6.2.43(a)、(b)を比較すると、水位差(H)が大きい場合に強混合、小さい場合に

弱混合の形態で遡上する傾向が見られる。前者によく見られる塩水遡上のパターンは図 6.2.43 に示すように以下のようにまとめられる。新橋付近(河口から 2.0km 地点)では、塩分濃度は、上げ潮に伴い河床から水面に向けて階段状に増加するが(弱混合)、高潮を過ぎる頃には水深方向にほぼ一様分布(強混合)となる。大曲橋付近(河口から 5.0km 地点)では、塩分濃度は、当初から水深方向に一様である(強混合)。図 6.2.44 に、そのような遡上パターンの典型的な事例を示す。この図は、水位差の比較的大きいときの(平成 6 年 8 月 7 日 22:00~8 日 2:00 大潮時:水位差 35cm)下流河道に配した 7ヶ所の観測点(網走橋、新橋、梁下流、梁上流、鏡橋、大曲橋、湖出口付近)における塩分濃度の時間変化を示したものである。これより、当初、弱混合の形態で遡上する塩水は、遡上距離が長くなるほど弱~緩混合に移行し、大曲橋および湖出口付近に到達する頃には、全河道区間で全て強混合に遷移する。湖に流入する直前に強混合に遷移する理由として、大曲橋上流に位置する河床の突起(河口から約 5.5km の地点)の影響が挙げられる。なお、塩水が大曲橋地点に到達するケースでは、ほとんどの場合に強混合であり、図 6.2.45 (a)、(b)、(c)は、弱混合の形態で新橋付近を遡上する塩水の先端部を超音波により映像化したものである。この 3 つの映像から、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ことがわかる。

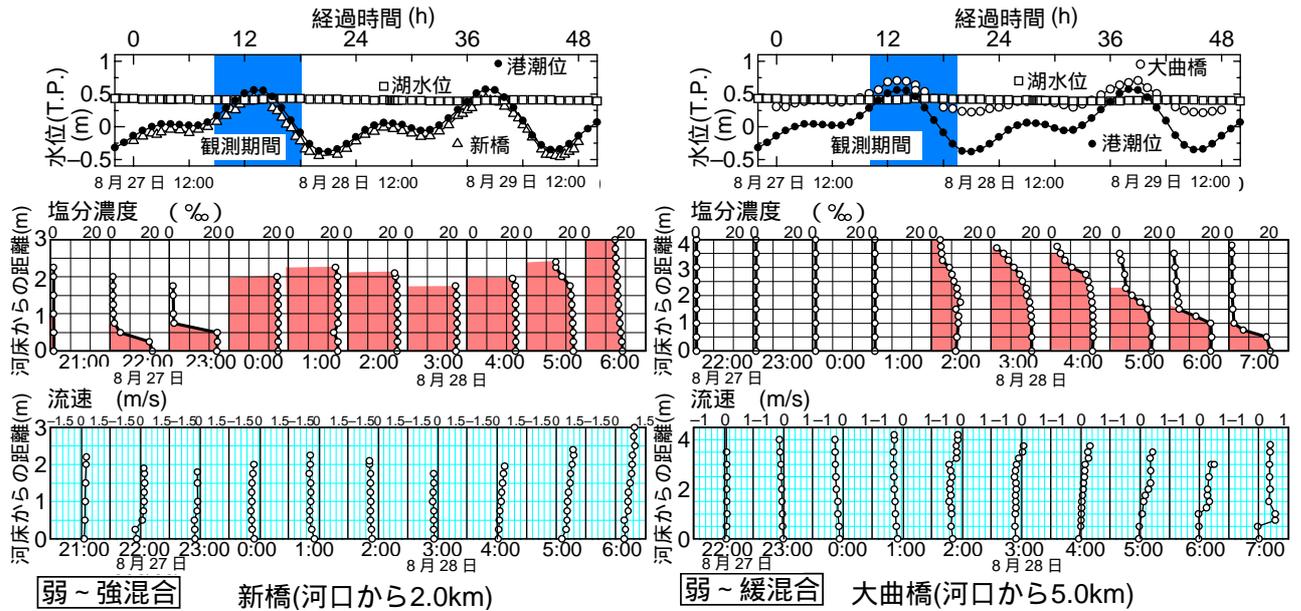
網走川のように潮汐流が卓越し、入潮量の大きい河川では、一潮汐の間に塩水楔~緩混合~強混合へとダイナミックに移行する。また、河口から遠く離れ、河床部の突起等の顕著な地形特性のある場所では強制的な混合現象が生じ、強混合へと遷移する場合がある。

以上より、網走川で確認される塩水楔の形態変化は、潮汐流に起因するタイプと河床形状に伴う乱れに起因するタイプがあり、鏡橋上流の凸部を境に下流側は前者の機構に、上流側は後者に支配されることが予想される。以上を要約したものが図 6.2.46 である。

6.2 網走湖の水利・水質特性



(a)平成 8 年 4 月 20 日(融雪期、大潮)



(b)平成 8 年 8 月 27～28 日(大潮)

図 6.2.43 塩水遡上時の網走橋，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

平成 8 年 8 月～平成 9 年 4 月までの各橋梁部における塩水遡上時の
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 新橋地点(河口から 2.0km) 右側 大曲橋地点(河口から 5.0km)
(b): 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)

6.2 網走湖の水利・水質特性

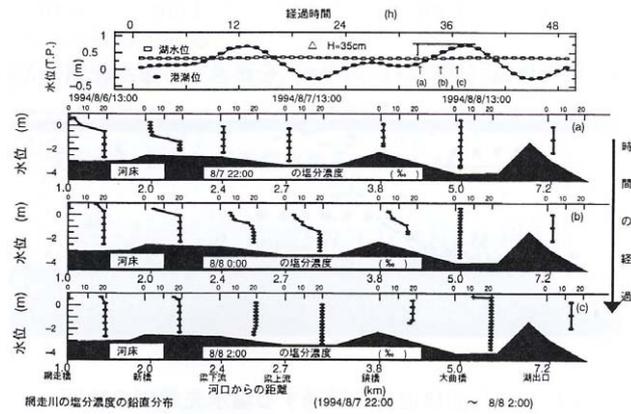
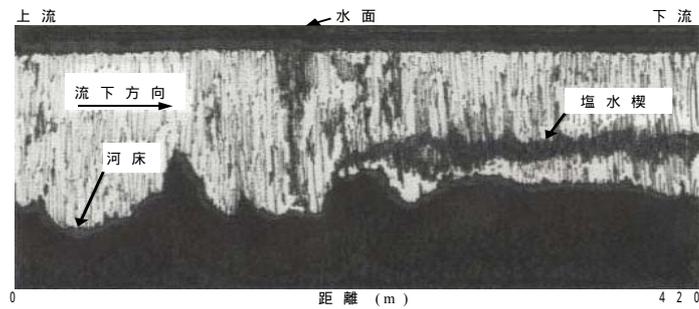
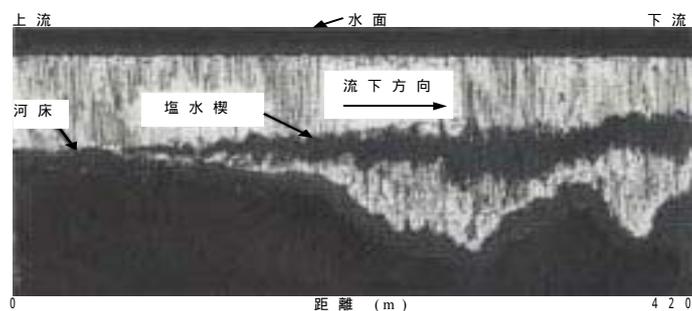


図 6.2.44 水位差の比較的大きいときの塩水の代表的な遡上パターン

(a) H5/11/17 12:23 ~ 12:27



(b) H5/11/17 13:10 ~ 13:18



(c) H9/4/28 0:00 ~ 4:00

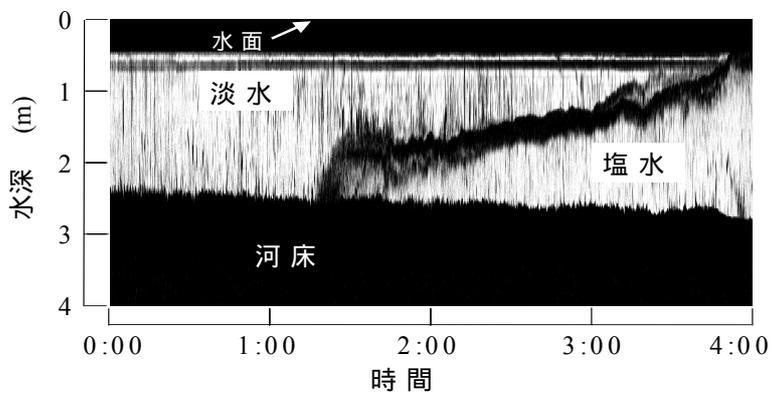


図 6.2.45 新橋地点 (河口から 2.0km) を通過する塩水先端部の映像

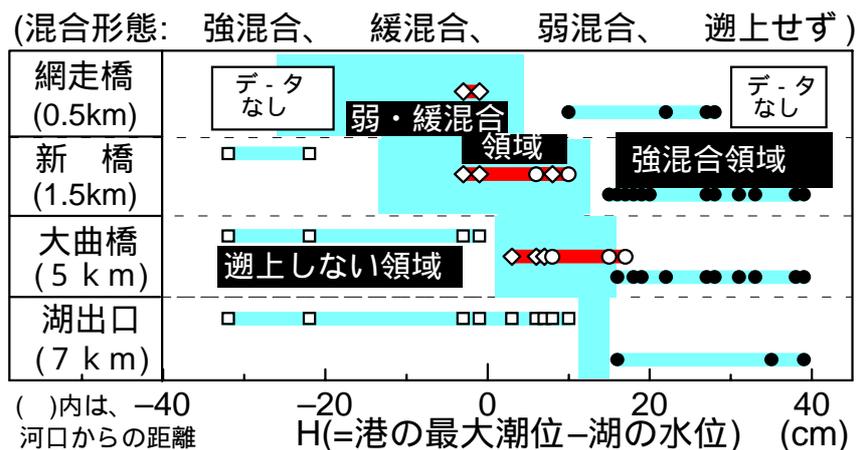


図 6.2.46 塩水の遡上形態と水位差 (H) との関係

ii) 塩水の湖内への流入特性

図 6.2.47は、塩水流入時の網走湖の出口付近における塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布を示したものであり、図 6.2.48、図 6.2.49は、湖出口付近の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 6.2.50は、同じく大潮前後の湖 - 河川連結部の湖内側における ADCP を用いて船上から観測された流速分布を表している。

網走川を遡上し、湖内に流入する塩水は湖内の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。流下する塩水の塩分濃度は約 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、塩水の流入は塩分量だけでなく酸素供給も同時に行う。

塩水流入時の流速分布(図 6.2.50)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(網走港から湖に塩水が到達するのに要する時間)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、この流れは塩水の逆流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みお筋が形成されており(図 6.2.49)、塩水流入時の流向がほぼこれに一致することから、湖に侵入した塩水はみお筋に沿って流下するものと考えられる。

6.2 網走湖の水理・水質特性

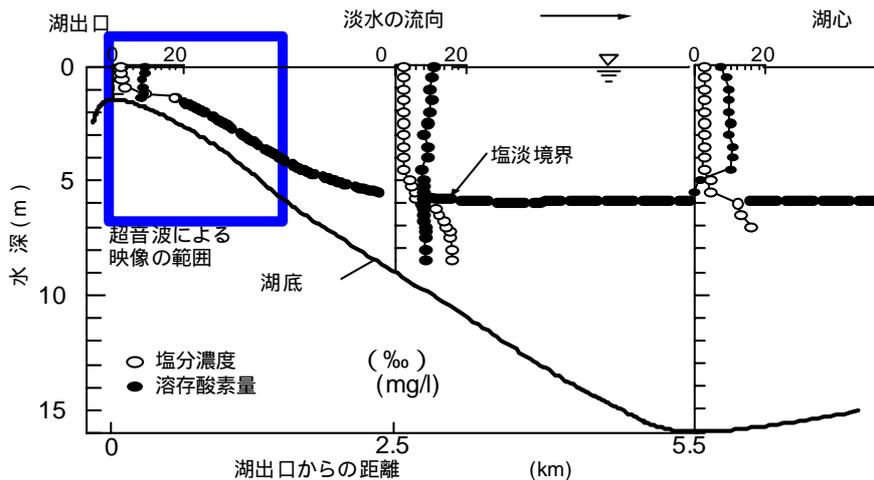


図 6.2.47 塩水流入時の網走湖下流域における塩分濃度，溶存酸素量の鉛直分布 (H6/8/7 3:30~5:00)

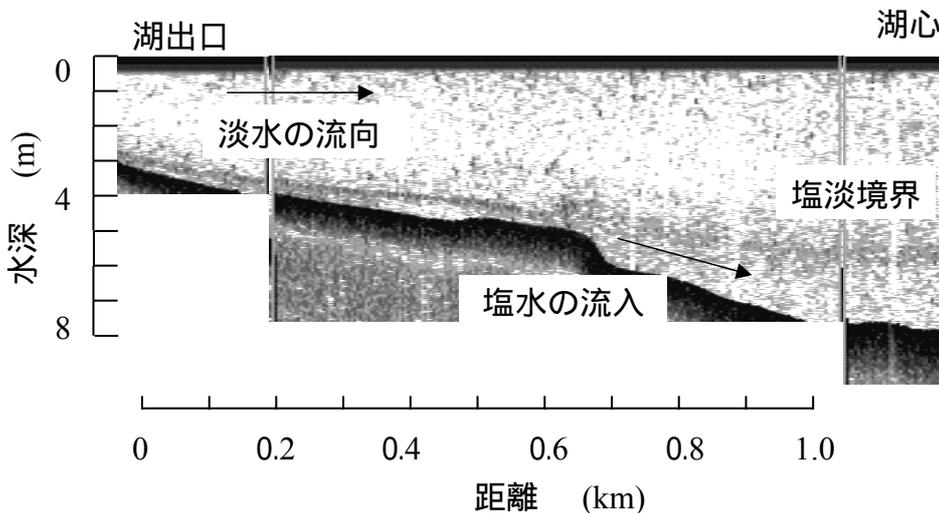


図 6.2.48 塩水流入時の網走湖出口付近の超音波（周波数 107kHz）の映像 (H6/8/7 4:21~4:27)

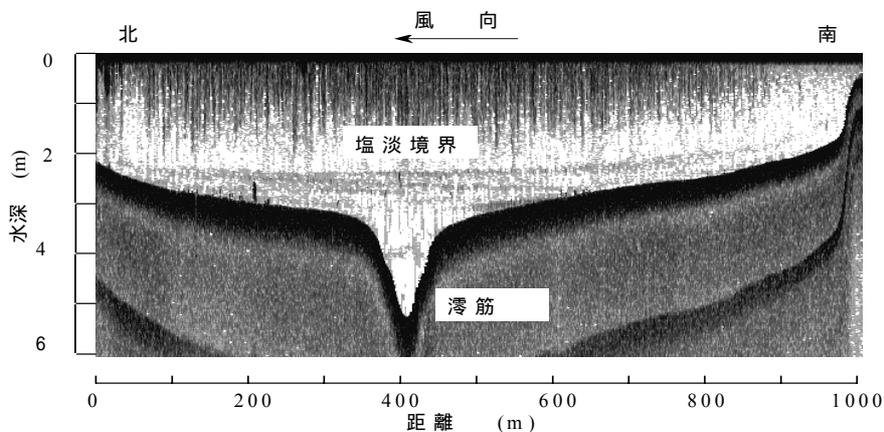


図 6.2.49 網走湖出口付近における短軸方向の超音波の映像

6.2 網走湖の水利・水質特性

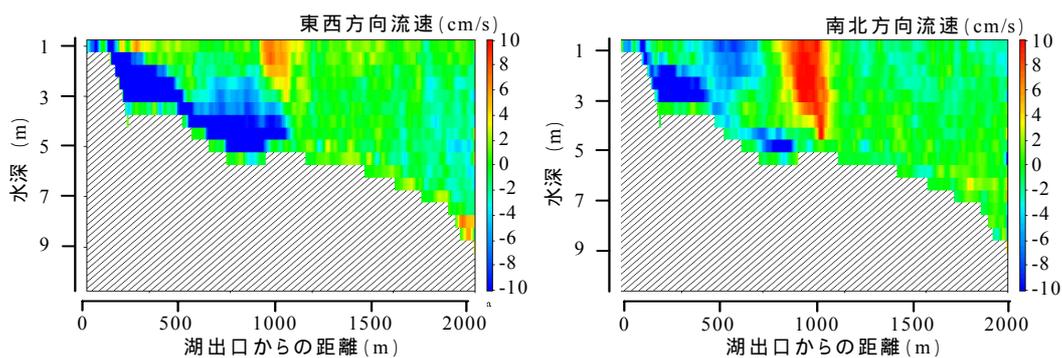
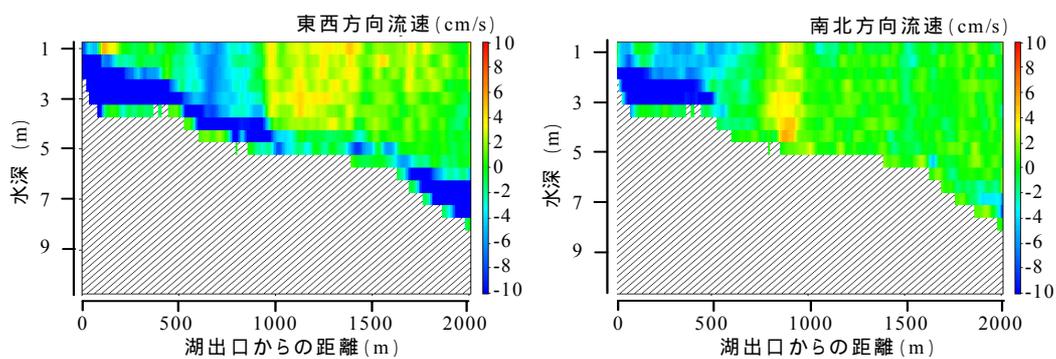
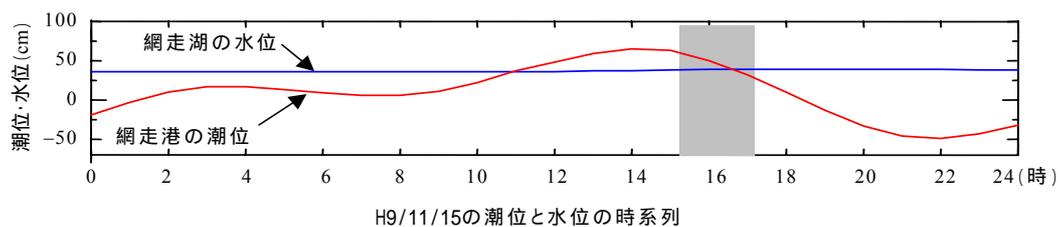


図 6.2.50 塩水流入時の網走湖出口付近の流速分布

iii) 湖内塩水の流出特性

図 6.2.51は、網走湖下流域における融雪出水期の塩分濃度、溶存酸素量の鉛直分布を示したものであり、図 6.2.52は、そのときの湖出口付近における界面挙動を超音波により撮影した代表的な映像である。図 6.2.53は、融雪期間中の網走川(本郷地点、河口から 27.1km)の日平均流量の時系列を表している。

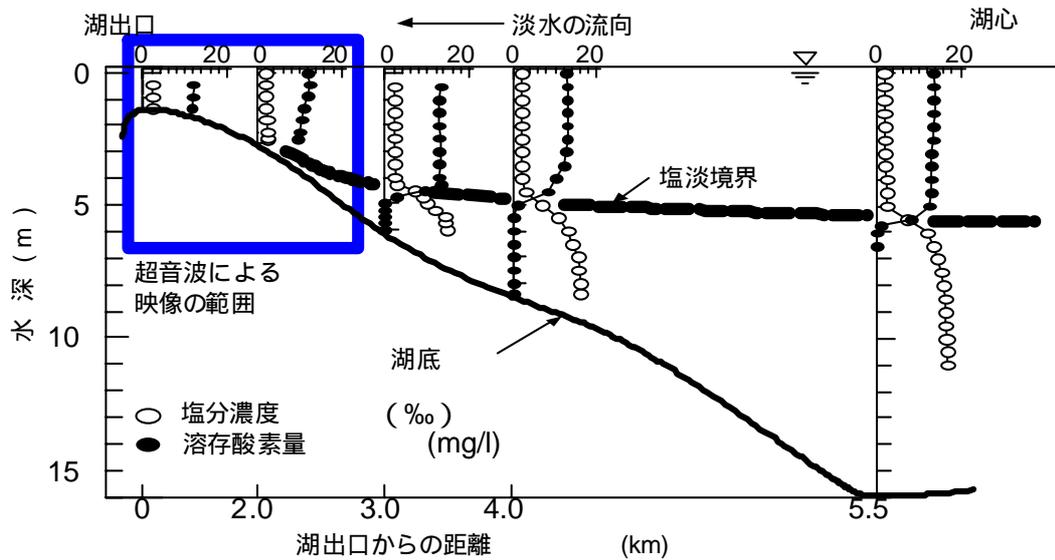


図 6.2.51 塩水流出時の塩分濃度，溶存酸素量の鉛直分布
(H6/4/29 15:00 ~ 16:00)

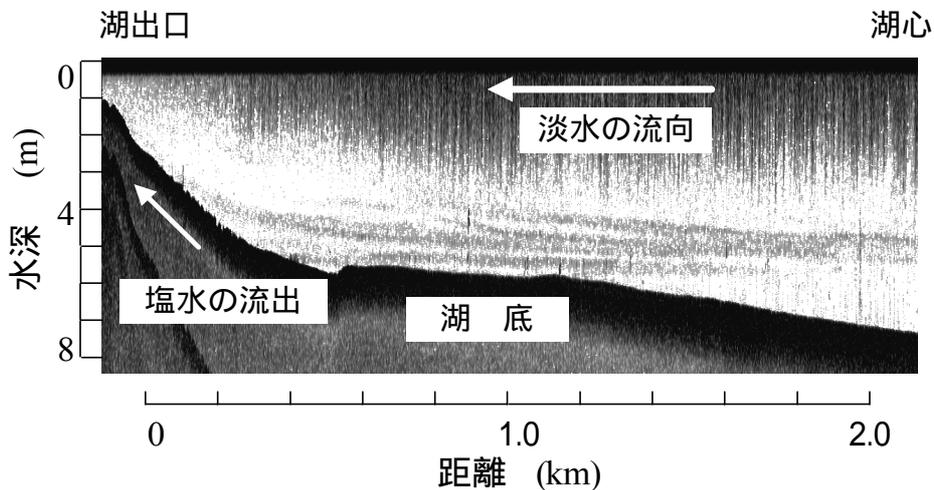


図 6.2.52 塩水流出時の湖出口付近の超音波の映像 (周波数 107kHz)
(H6/4/29 15:45 ~ 15:58)

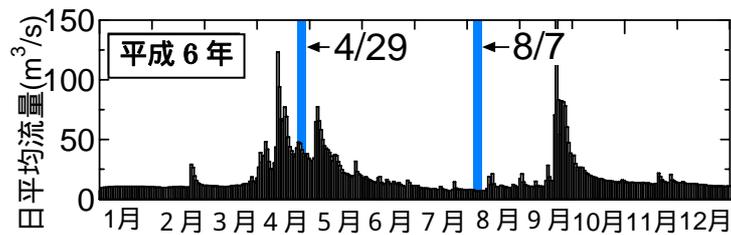


図 6.2.53 融雪期間中の網走川（本郷地点）の流出ハイドログラフ

図 6.2.51より融雪出水期には、湖出口付近の上層部の塩分濃度が湖心付近に比べ高い値(3~4‰)を示している。融雪出水の観測期間中の湖出口付近の淡水の流れは、常時上流から下流方向の流れ(順流)であり、かつ湖の上流河川の流量が約 $50\text{m}^3/\text{s}$ と平水時に比べてかなり多いことを考え合わせると、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す。これを裏付けるように、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 6.2.54は同じ融雪出水期に超音波により計測した網走湖出口付近の界面挙動を、また図 6.2.55は融雪期間中の網走川(本郷地点)の日流量の時系列を示す。本観測では、下層塩水の流出を直接確認することはできなかったが、本郷地点における日平均流量が約 $40\text{m}^3/\text{s}$ と多いこと、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、超音波の映像において塩淡境界面がかなり不明瞭になっていることから、下層塩水の一部が湖外に連行されている可能性が高いと思われる。

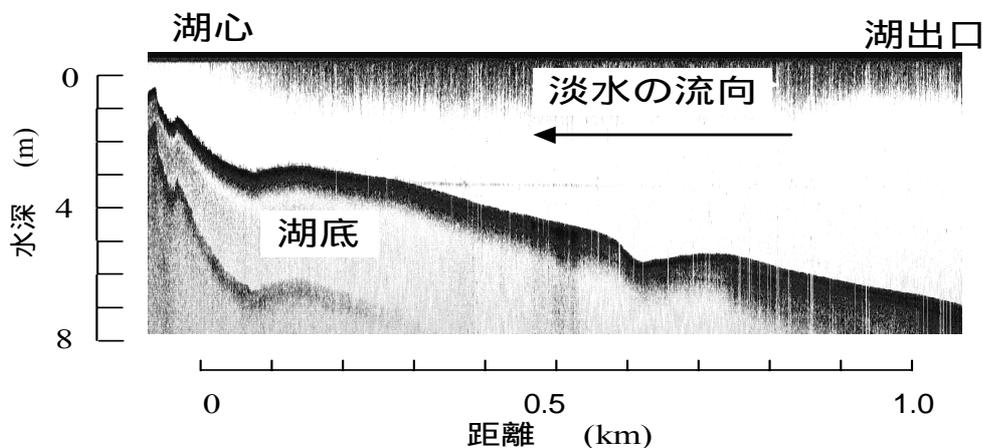


図 6.2.54 塩水流出時の湖出口付近の超音波の映像(周波数 107kHz)
(H7/5/1 12:20~12:45)

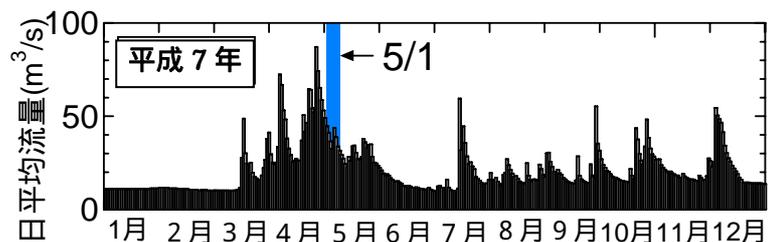


図 6.2.55 融雪期間中の網走川（本郷地点）の流出ハイドログラフ

図 6.2.52と図 6.2.54の融雪時期に撮影した特徴的な 2 つの映像を対比すると、塩水流出時の機構が水理的に 2 つの形態に分類できる。1 つは、せん断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、塩水流出時には当然のことながら界面が不明瞭になることが予想される。もう 1 つは、湖内と流出口部の水頭差により流出するタイプ(吸い上げ型)であり、この場合は、界面が比較的明瞭に保持される。表 6.2.6は、このような 2 つの塩水流出形態を概念的に分類したものである。

表 6.2.6 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	塩淡境界面の変動（青潮・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) - 淡(上層)混合
模式図		

なお、図 6.2.56は融雪期の塩水流出時の流速スペクトルの鉛直分布を示している。この図より、表面下 2m 点では表面セイシュの周期 10 分と塩淡境界面下では内部セイシュの周期 8 時間が明瞭に見られる。さらに図 6.2.57はこのときの大曲地点(湖口)での流速、塩分濃度の時系列を示している。デルタ関数的な部分は逆流による外海からの塩分流入を、3~5‰の値は湖からの塩水の流出を示しており、塩水の流出入の形態の違いが明瞭に見られる。

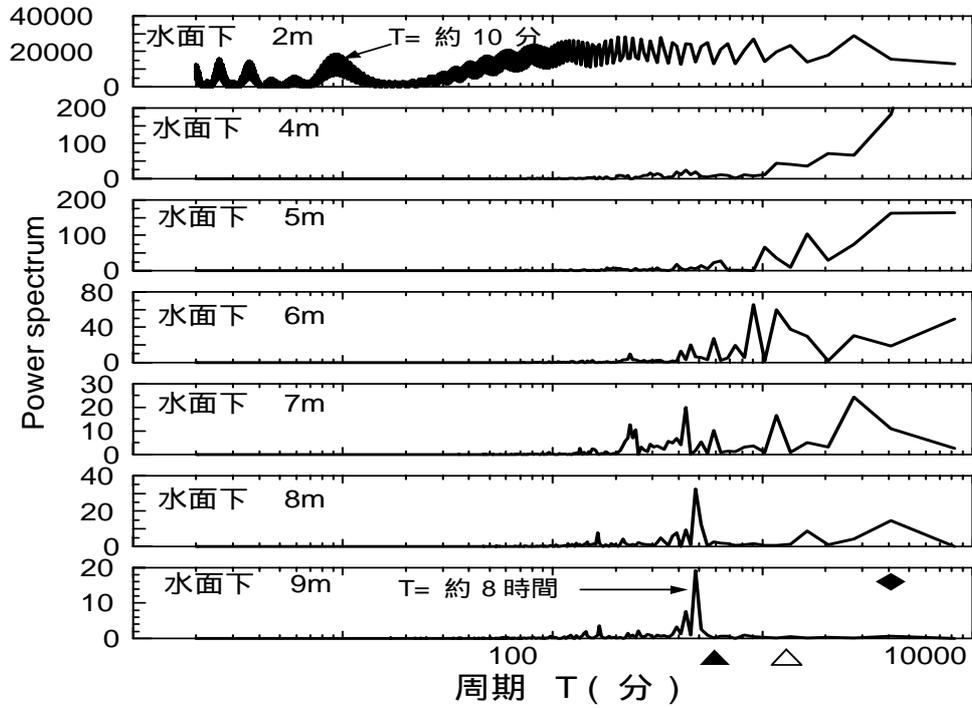


図 6.2.56 融雪期における網走湖出口付近の南北方向流速の各水深ごとのスペクトル (H9/4/21 13:00~4/28 13:00)

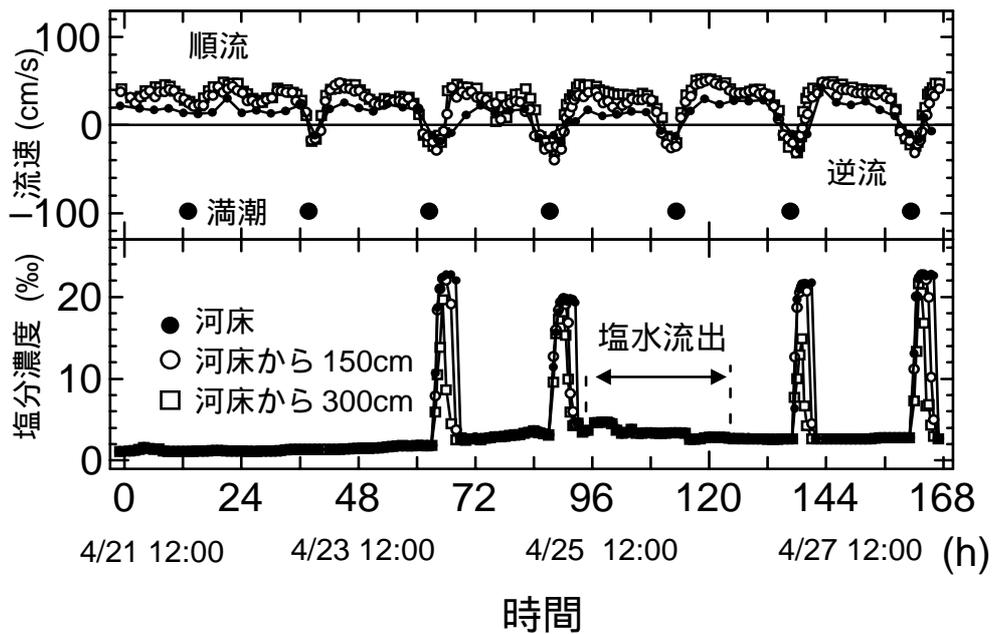


図 6.2.57 大曲橋地点における流速，塩分濃度の観測結果

(2)内部セイシュの変動解析

強風時に現れる内部セイシュの数値計算とその結果、本節では風によって誘起される内部波に関して新たに表面波との連成振動型の線型波動方程式を導き、現象の基本的な構造を明らかにした。

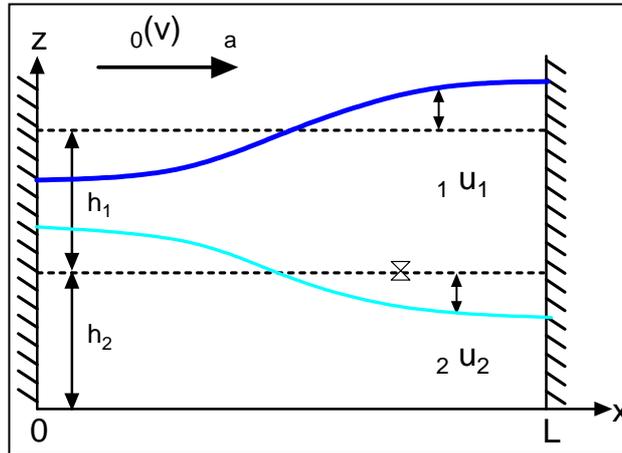


図 6.2.58 計算領域と座標の設定

h_1, h_2 : 上層厚、下層厚、 ρ_1, ρ_2 : 上層・下層の密度、 ρ_a : 空気密度、 u_1, u_2 : 上層・下層の断面平均流速、 η : 水面の変動量、 ξ : 境界面の変動量、 $\tau_o(v)$: 水面に働くせん断力、 v : 風速、 L : 湖長軸方向の距離

計算対象水域については、現象が長軸方向に限定されることや湖盆形状の影響を除外するため、図 6.2.58に示すような一次元の矩形断面水域を設定する。この水域の上層と下層にそれぞれ線型・長波近似を施した運動方程式((6.2.8)、(6.2.9)式)と連続式((6.2.10)、(6.2.11)式)を適用する。

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho_1 h_1} \tau_o \quad (6.2.8)$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} = -g \left(\frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2} \right) \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \quad (6.2.9)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + h_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} = \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (6.2.10)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} = 0 \quad (6.2.11)$$

ここに、 u_1, u_2 は上層、下層の断面平均流速、 η, ξ は水面、界面変動量、 ρ_1, ρ_2 は上層、下層の密度、 h_1, h_2 は上層厚、下層厚、 g は重力加速度である。また τ_o は風により湖面に作用するせん断応力であり、(6.2.12)式を用いて算定した。

$$\tau_0 = C_D \rho_a V_{10}^2 \quad (6.2.12)$$

ここに、 C_D は水面摩擦係数、 ρ_a は大気の密度、 V_{10} は地上 10m の風速である。

(6.2.8)式と(6.2.10)式から u_1 を、(6.2.9)式と(6.2.11)式から u_2 を消去すると、 ξ (風応力)を強制外力項とする、 ξ に関して連成振動に似た一次元の線形波動方程式が得られる。

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - gh_1 \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \tau_0}{\partial t^2} - \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \tau_0}{\partial x} \quad (6.2.13)$$

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - gh_2 \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}\right) \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} = gh_2 \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} \quad (6.2.14)$$

定常の場合、(6.2.13)式、(6.2.14)式はそれぞれ(6.2.15)式、(6.2.16)式に示すような 2 階の連立常微分方程式となる。

$$gh_1 \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} = \frac{1}{\rho_1} \frac{\partial \tau_0}{\partial x} \quad (6.2.15)$$

$$gh_1 \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}\right) \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} = gh_2 \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{\partial^2 \xi}{\partial x^2} \quad (6.2.16)$$

これを(17)式に示す境界条件の下で解くと、

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \xi}{\partial x} = 0 \quad (6.2.17)$$

ξ に関して次のような解析解が得られる。

$$\xi = \frac{\tau_0}{\rho_1 gh_1} \left(x - \frac{L}{2}\right), \quad \eta = \frac{\rho_1}{\rho_2} \frac{gh_2}{gh_1} \xi \quad (6.2.18)$$

図 6.2.59は 15m/s の風が連続して吹いたときの水深 10m で上層 5m、下層 5m、 $\rho_1=1000\text{kg/m}^3$ 、 $\rho_2=1014\text{kg/m}^3$ 、長軸 10km の長方形の 2 成層構造を有する湖において生じる水面と内部境界面の変動を示している。これらの図より 1)自由水面の 5cm 程度の上昇下降で塩淡水境界面では 5m 近い変動が現れる。2)定常解よりも大きい変動を示す。3)従来言われているようなモードでの水面、境界面変化ではない等。4)周期は従来言われるところの基本モードの周期(1)式と等しい等、新たな知見が得られた。図 6.2.25(a)、(b)はこの様な状況を示す実測の超音波映像であり、本モデルの解と同様の境界面形状を示している。

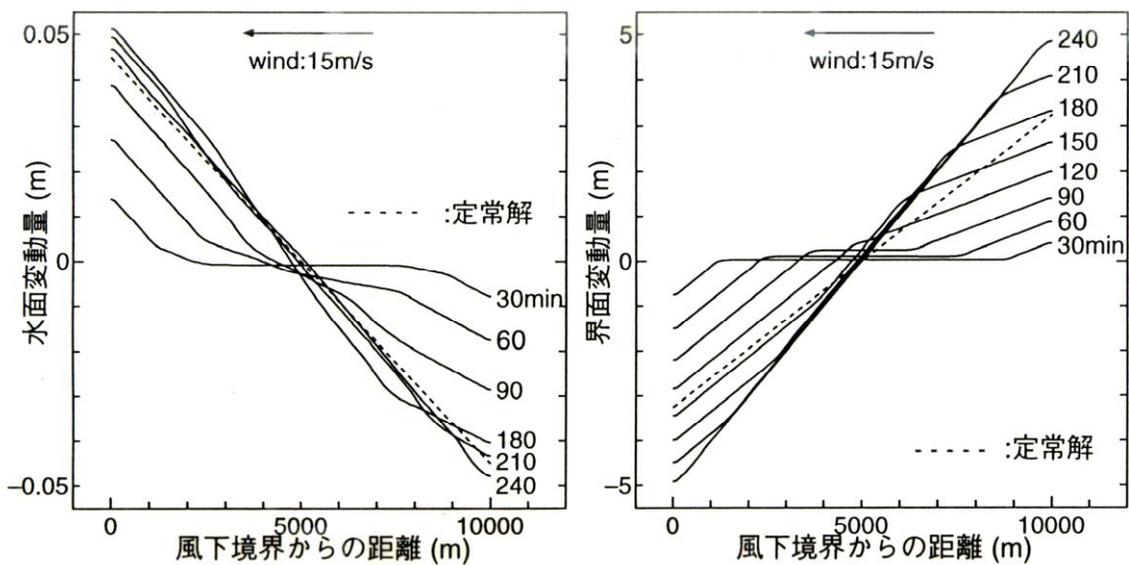


図 6.2.59 強風連吹時の水面と界面の挙動

矩形断面の閉鎖成層水域に 15m/s の強風が 4 時間連吹したときの水面と界面の変動特性を示す。水面は吹き寄せにより風下側に基本モードの形態で上昇している。定常解よりも界面が大きくなるのは、慣性力の効果によるものである。

(3) 靑潮の発生条件の解析

湖内流動の面的及び鉛直構造を明らかにするために本研究においては当初いわゆるレイヤーモデルを使用した。が、塩水淡水の混合現象を評価できないことから、ここでは、一般的な多層レベルモデルを用いて解析を行った。

1) モデルの基礎方程式

以下に多層レベルモデルの基礎式(運動方程式((6.2.19)、(6.2.20)式)、連続式((6.2.21)、(6.2.22)式)、密度拡散の式(6.2.23)式)を表記する。

運動方程式

各層における x 方向の運動方程式：

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial M_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y}(M_k U_k) + \frac{\partial}{\partial y}(N_k U_k) + [wu]_{k-1} - [wu]_k \\
&= -\frac{gH_k}{\rho k} \left(\rho_l \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \sum_{\alpha=1}^{k-1} H_\alpha \frac{\partial \rho_\alpha}{\partial x} + \frac{H_k}{2} \frac{\partial \rho_k}{\partial x} \right) \\
&+ A_M \left(\frac{\partial^2 M_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_k}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{x,k-1}}{\rho} - \frac{\tau_{x,k}}{\rho} + fN_k
\end{aligned} \tag{6.2.19}$$

各層における y 方向の運動方程式：

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial N_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(M_k V_k) + \frac{\partial}{\partial y}(N_k V_k) + [wv]_{k-1} - [wv]_k \\
&= -\frac{gH_k}{\rho k} \left(\rho_l \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \sum_{\alpha=1}^{k-1} H_\alpha \frac{\partial \rho_\alpha}{\partial y} + \frac{H_k}{2} \frac{\partial \rho_k}{\partial y} \right) \\
&+ A_N \left(\frac{\partial^2 N_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_k}{\partial y^2} \right) + \frac{\tau_{y,k-1}}{\rho} - \frac{\tau_{y,k}}{\rho} + fM_k
\end{aligned} \tag{6.2.20}$$

連続式

$$\frac{\partial M_k}{\partial x} + \frac{\partial N_k}{\partial y} + w_{k-1} - w_k = 0 \tag{6.2.21}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial M_l}{\partial x} + \frac{\partial N_l}{\partial y} - w_l = 0 \tag{6.2.22}$$

密度拡散の式

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial t}(H_k \rho_k) + \frac{\partial}{\partial x}(M_k \rho_k) + \frac{\partial}{\partial y}(N_k \rho_k) \\
&+ [w\rho]_{k-1} - [w\rho]_k \\
&= K_H \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(H_k \frac{\partial \rho_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H_k \frac{\partial \rho_k}{\partial y} \right) \right\} \\
&+ \left[K_Z \frac{\partial \rho}{\partial z} \right]_{k-1} - \left[K_Z \frac{\partial \rho}{\partial z} \right]_k
\end{aligned} \tag{6.2.23}$$

2) 計算結果

図 6.2.60は湖の長軸方向に 15m/s の南風が 4 時間吹きつづけたとき湖内の流速と密度の分布を示すものである。

この図より風が吹き始めて 4 時間後に下層水の一部が風上側で水面に達している事がわかる。

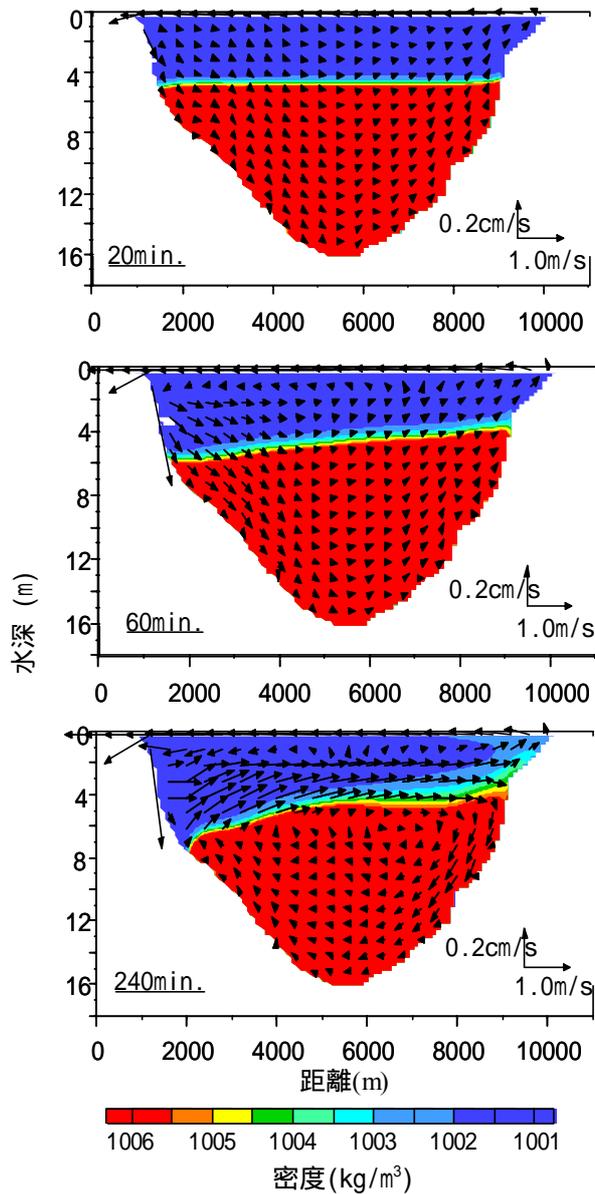


図 6.2.60 強風連吹時の流動・密度の縦断面分布

基本モードの形態で界面が風上側に上昇し、4 時間後には下層水の一部が水面に到達している。その際、風上側では時間の経過とともに躍層厚さが増大している。

図 6.2.61はこのときの湖の自由表面における流速ベクトルの分布を示している。風上側に下層水の湧昇が見られ、その後風下側に移流されていることがわかる。

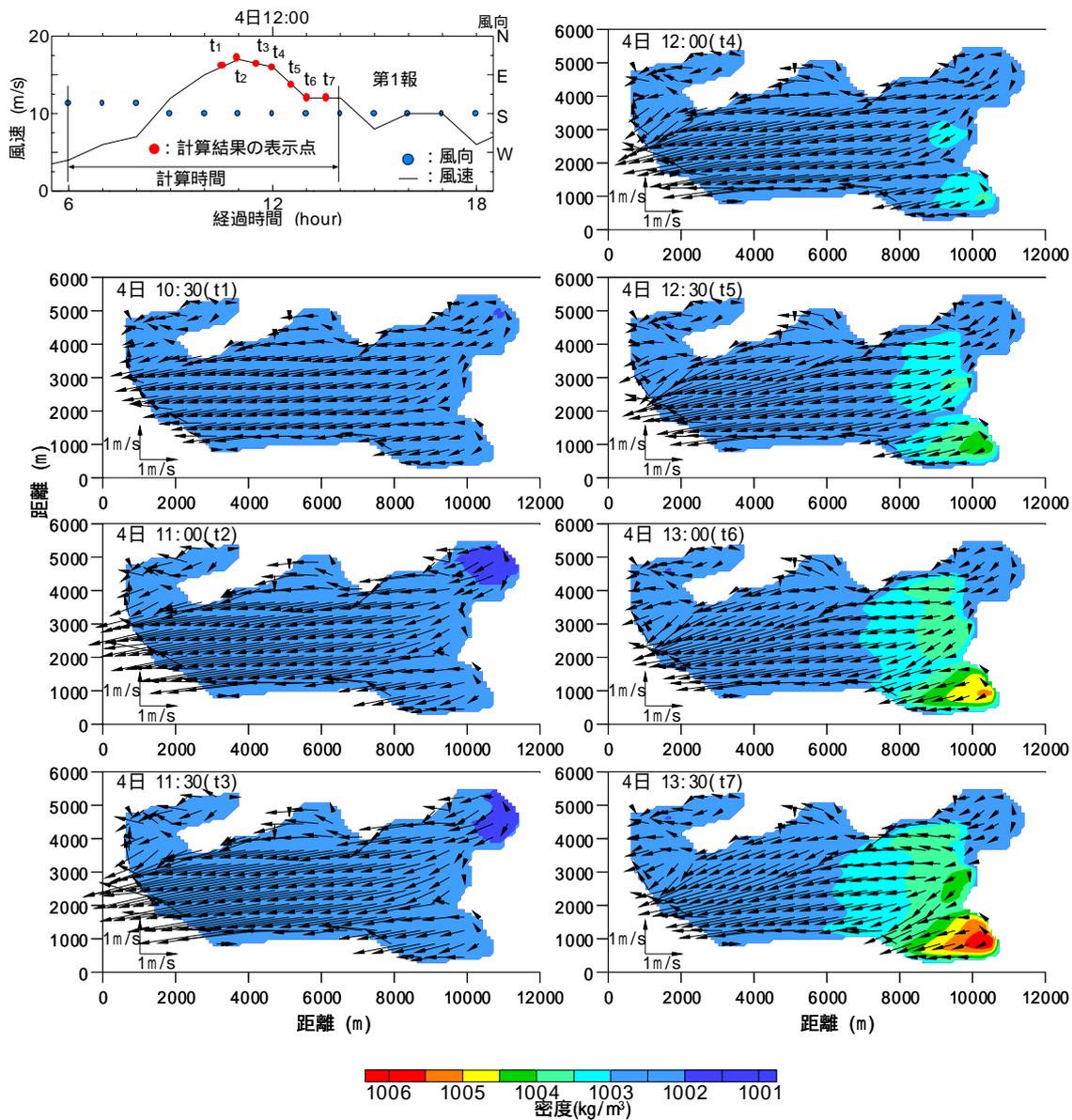


図 6.2.61 多層モデルによる南風系青潮（嘉多山湾タイプ）の再現計算結果

青潮の短期的な挙動については、ほぼ実測結果に合致した結果が得られた。強風連吹開始の3～4時間後に嘉多山湾において大規模な下層水の湧昇現象が見られる。その後風下方向に移流され、数時間のオーダーで湖全域に被害が及ぶ。

湖岸に下層水が現れたときをもって青潮の発生条件とすると上層水深と風速、風向を何通りにも変えて計算した青潮の発生条件を示すものが図 6.2.62であり、実測値との対応は良いようである。風速の発生確率年を 30 年程度にとると、これは 18m/s 程度であり、図では塩淡水境界層が 7m 程度にあれば青潮は発生しないことになる。

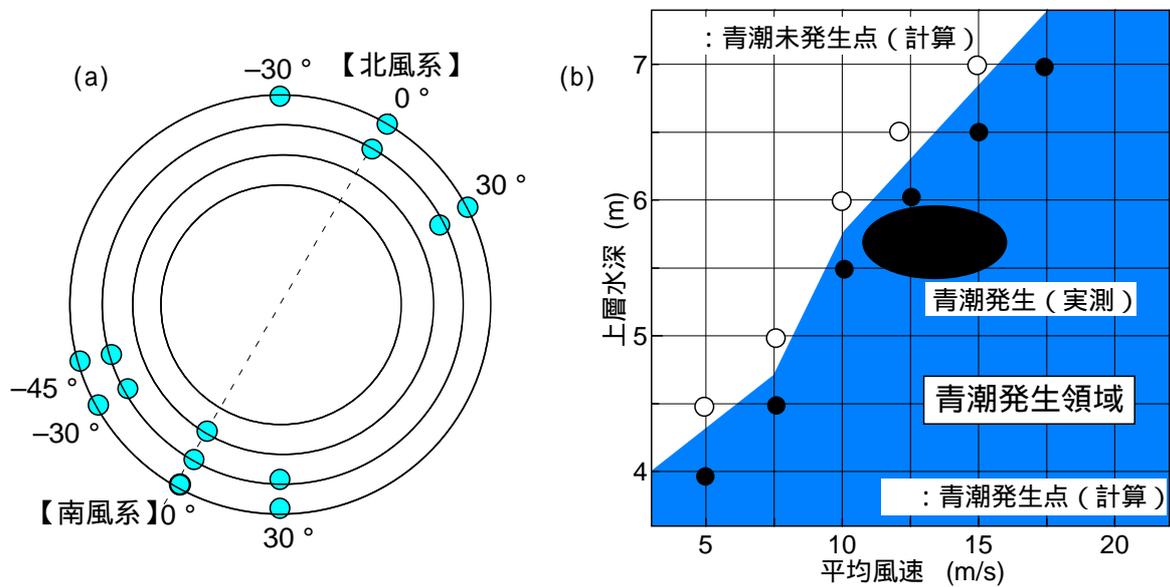


図 6.2.62 風向と青潮発生場所との関連および青潮発生条件の推定

- (a) 風向条件と青潮発生場所との関連図
- (b) 風速・上層水深を制御因子としたときの青潮発生条件図

(4) アオコの発生条件の解析

1) モデルの概要

アオコの発生条件の解析に使用しているのは、アオコ発生状況を再現できる水理・水質・生態系統合モデルである。

流動モデル：平面2次元鉛直多層モデル

熱収支モデル：海面における大気と熱収支および熱伝導

水質モデル（生態系モデル）：宗宮モデルを基本とする生態系再現モデル

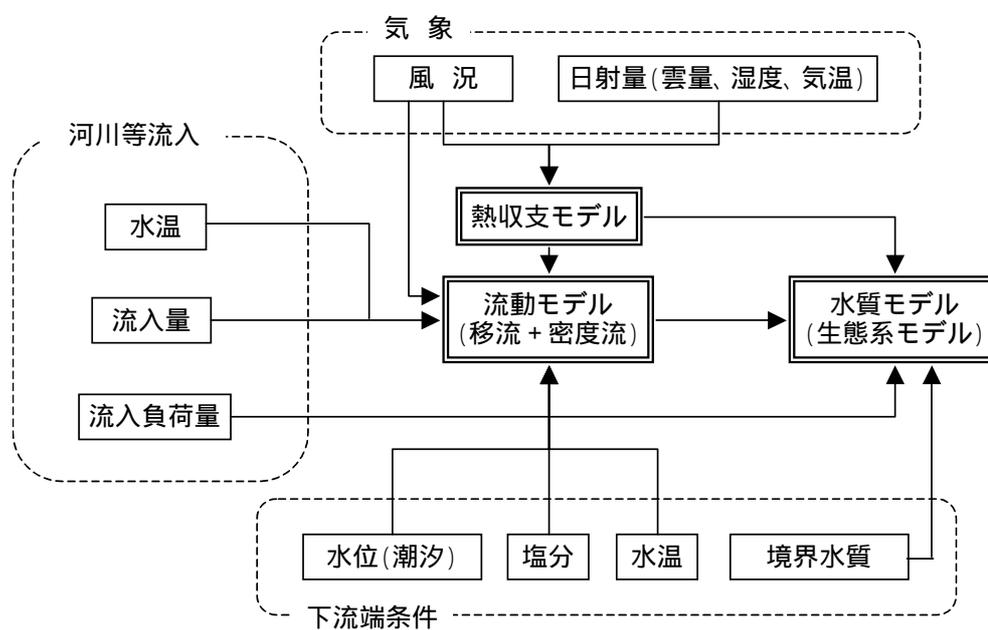
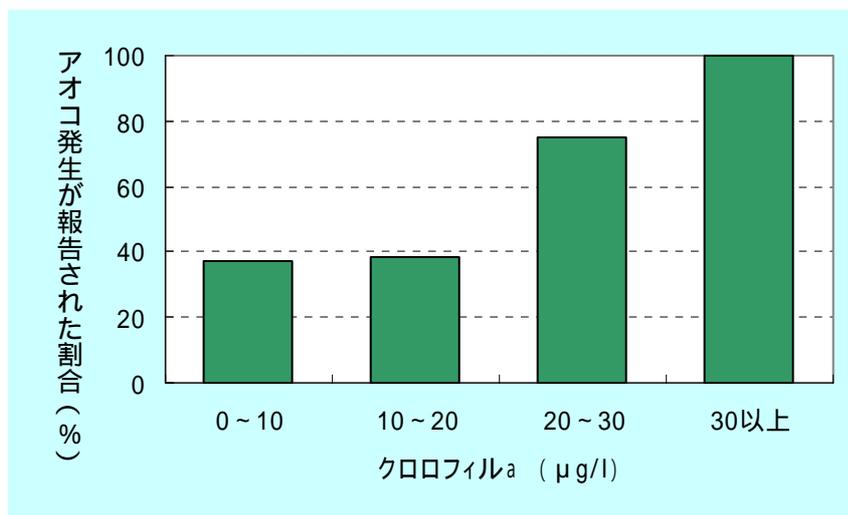


図 6.2.63 流動・熱収支・生態系モデルの構成

2) 検討結果

網走湖におけるアオコ判定基準は、Anabaena 増殖の適水温 18 以上の時にクロロフィル a 濃度 30 $\mu\text{g/l}$ 以上の時と考えられる (図 6.2.64)。



クロロフィル a μg/l	報告回数		アオコ発生報告率 %
	発生 + 非発生	発生	
0 ~ 10	24	9	38
10 ~ 20	13	5	38
20 ~ 30	4	3	75
30 以上	6	6	100

図 6.2.64 夏季クロロフィル a 濃度別のアオコの発生が報告された割合
(調査年：平成 3～平成 11 年(7～9 月)(水温 18 以上)、調査地点：湖心、呼人浦、女満別湾)

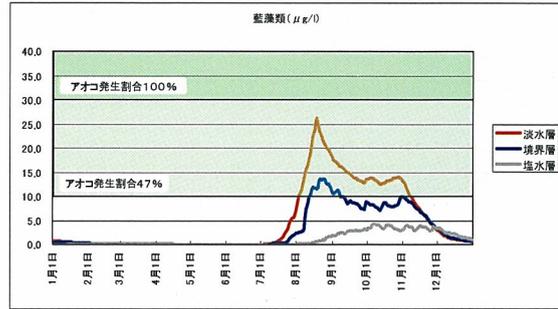
モデル計算では、クロロフィル a 濃度を珪藻、藍藻、その他の植物プランクトン別に計算しており、アオコ要因となる藍藻のクロロフィル a 濃度変化について示すことが可能である。よって、藍藻のクロロフィル a 濃度が 30 $\mu\text{g/l}$ 以上となる時、アオコ発生とみなすことで計算結果とアオコ発生状況について検討を行った (図 6.2.65)。

6.2 網走湖の水利・水質特性

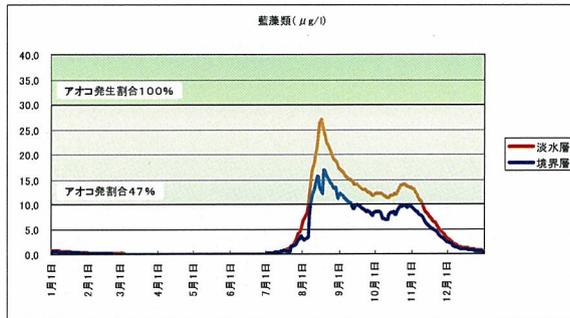
平成3年



女満別



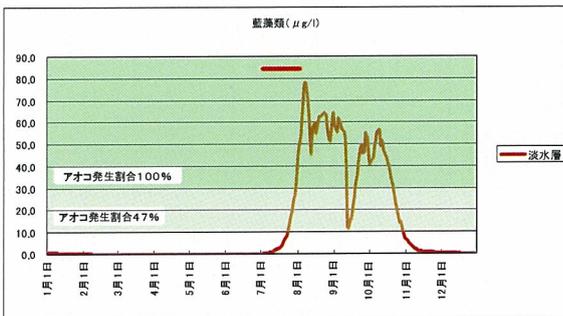
湖心部



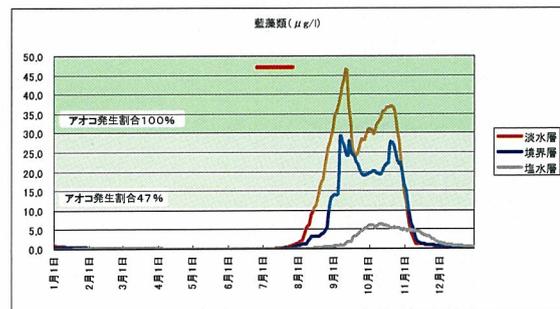
大曲付近

— : アオコ視認報告

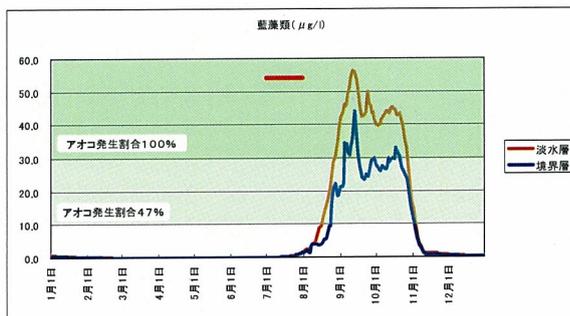
平成4年



女満別



湖心部



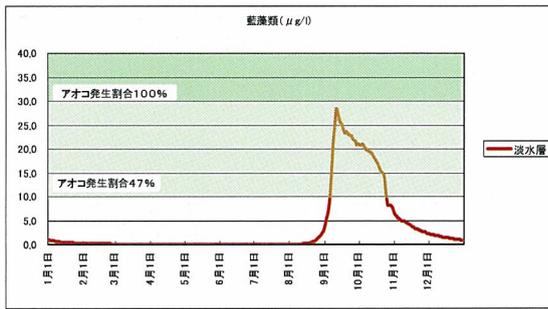
大曲付近

— : アオコ視認報告

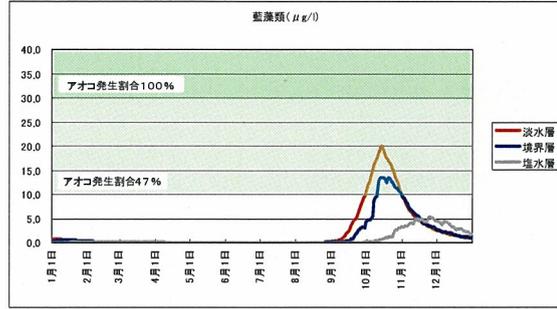
図 6.2.65 (1) モデル計算による藍藻濃度とアオコ視認報告

6.2 網走湖の水利・水質特性

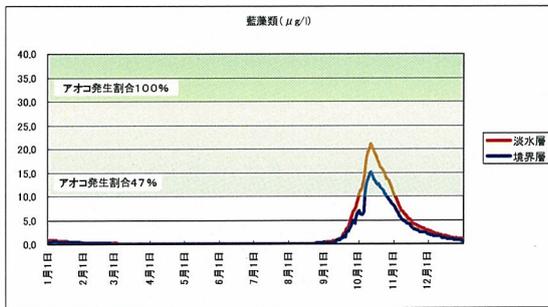
平成 5 年



女満別

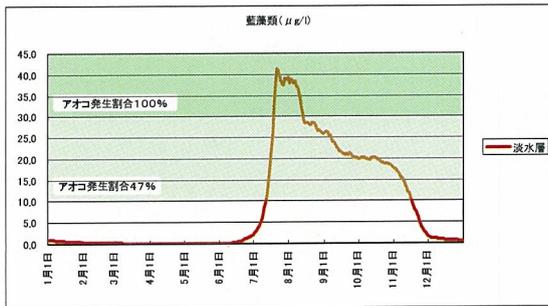


湖心部

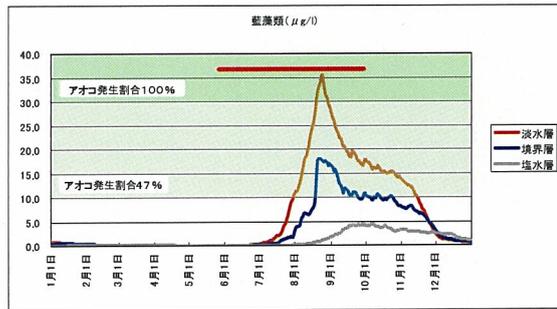


大曲付近

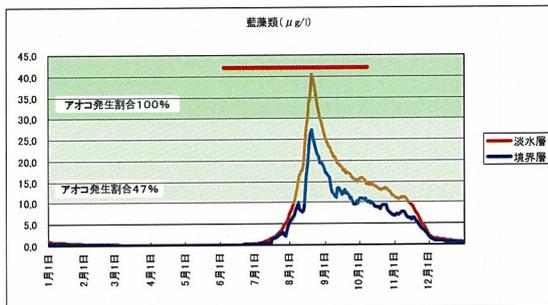
平成 9 年



女満別



湖心部



大曲付近

— : アオコ視認報告

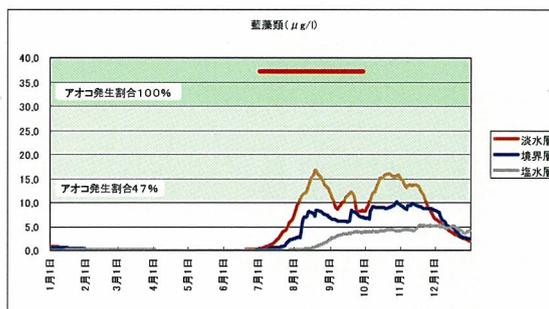
図 6.2.65 (2) モデル計算による藍藻濃度とアオコ視認報告

6.2 網走湖の水利・水質特性

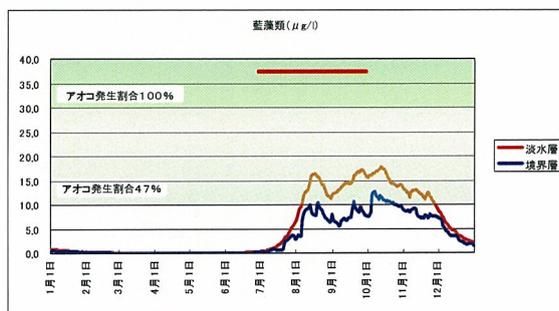
平成 10 年



女満別



湖心部



大曲付近

— : アオコ視認報告

図 6.2.65 (3) モデル計算による藍藻濃度とアオコ視認報告

藍藻のクロロフィル a 濃度の計算結果を、月毎の平均値、最大値として示すと表 6.2.7 のようになる。また、各年の網走湖におけるアオコ視認報告は、以下のとおりである。

- ・ 1991 年(平成 3 年) : 最少流量 : アオコ局所的視認 (女満別湾)
- ・ 1992 年(平成 4 年) : 平均的流量 : 湖内全域でアオコ視認
- ・ 1993 年(平成 5 年) : 平均的流量 : アオコ視認されず
- ・ 1997 年(平成 9 年) : 多流量 : 女満別湾を除く湖内全域でアオコ視認
- ・ 1998 年(平成 10 年) : 最多流量 : 湖内全域でアオコ視認

平成 3 年は、アオコ発生は 7 月に女満別湾において視認されており、計算結果では女満別湾において藍藻のクロロフィル a 濃度は $35 \mu\text{g/l}$ とアオコ判定基準 ($30 \mu\text{g/l}$ 以上) を上回り、アオコ視認結果と計算値とは一致している。

平成 4 年は、7 月に湖内全域でアオコが視認されており、計算結果では 7 ~ 10 月に判定基準を上回り、アオコ視認結果に比べて計算値の方がアオコ発生は長期化している。

平成 5 年は、アオコ未発生であり、計算結果においても判定基準以下を示す。

平成 9 年は、6 ~ 9 月に女満別湾を除く湖内全域でアオコは視認されており、計算結果では 7 ~ 8 月に判定基準を上回っている。

平成 10 年は湖内全域でアオコが視認されているものの、計算結果では比較的低い濃度を示した。しかし、アオコ発生が視認されていない平成 5 年に比べると、全体的に高い濃度を示しており、アオコが発生するための潜在的な濃度値を示していると考えられる。特に、7 ~ 9 月の湖内全域でアオコは視認された時期は、計算結果では判定基準を上回っていないが、アオコ発生期間中の最大値は $11 \sim 15 \mu\text{g/l}$ となっており、これは現地調査の結果より算出したアオコ発生割合の 47% 範囲内にある。

これより、アオコ視認報告と計算値から推定されるアオコ発生の有無は、アオコの発生期間の違いは若干みられるが、ほぼ一致しているといえる。

従って、アオコは風向・風速や水温等、様々な気象条件が集積要因となって発生すると考えられるものの、本計算結果から、アオコ発生の一つの条件として藍藻のクロロフィル a 濃度 $30 \mu\text{g/l}$ を閾値として、それ以下は未発生、以上は発生としアオコ判定を行うことが可能であると考えられる。

6.2 網走湖の水利・水質特性

表 6.2.7(1) 藍藻濃度の月毎平均値（計算結果）

単位：μg/l

年	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月
1991年								
大曲付近	0.0	0.0	0.0	1.4	18.5	14.1	12.6	7.9
呼人浦	0.1	0.0	1.1	15.6	14.6	8.1	7.4	6.6
女満別湾	0.0	0.0	0.2	18.4	25.2	19.4	16.5	7.0
湖心部	0.0	0.0	0.0	1.9	18.6	15.0	13.5	7.7
1992年								
大曲付近	0.0	0.0	0.0	0.4	13.2	47.4	39.6	3.4
呼人浦	0.1	0.0	0.3	14.1	64.3	53.3	23.7	1.5
女満別湾	0.0	0.0	0.0	6.7	59.5	43.6	36.6	2.1
湖心部	0.0	0.0	0.0	0.4	13.5	33.3	32.0	3.1
1993年								
大曲付近	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.8	15.6	5.3
呼人浦	0.1	0.0	0.0	0.1	5.0	13.7	11.9	5.6
女満別湾	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	20.4	15.7	3.9
湖心部	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	3.6	15.4	5.0
1997年								
大曲付近	0.0	0.0	0.1	2.3	24.4	18.9	13.8	8.3
呼人浦	0.1	0.0	1.2	16.6	23.0	11.0	7.8	5.6
女満別湾	0.0	0.0	0.6	22.5	31.1	22.5	19.5	10.2
湖心部	0.0	0.0	0.1	3.3	24.2	20.4	15.5	8.8
1998年								
大曲付近	0.0	0.1	2.6	10.9	10.0	9.8	7.1	2.2
呼人浦	0.0	0.7	11.4	8.8	7.2	7.4	5.7	2.2
女満別湾	0.0	0.1	6.5	12.0	7.7	10.0	4.3	1.0
湖心部	0.0	0.1	2.3	11.8	9.9	11.0	7.5	2.1

 : 10 ~ 30 μg/l
 : 30 μg/l以上
 : アオコ視認報告

表 6.2.7(2) 藍藻濃度の月毎最大値（計算結果）

単位：μg/l

年	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月
1991年								
大曲付近	0.0	0.0	0.1	6.0	27.2	17.2	14.1	13.2
呼人浦	0.1	0.0	5.3	18.5	18.8	10.1	8.4	8.5
女満別湾	0.0	0.0	0.8	35.0	29.0	21.4	18.9	13.1
湖心部	0.0	0.0	0.1	7.2	26.3	18.1	14.1	13.4
1992年								
大曲付近	0.0	0.0	0.1	1.5	37.1	56.2	45.4	17.0
呼人浦	0.1	0.0	1.4	58.4	72.5	55.6	40.4	4.9
女満別湾	0.0	0.0	0.1	30.2	77.9	64.3	56.5	7.5
湖心部	0.0	0.0	0.0	1.5	31.2	46.7	37.0	14.8
1993年								
大曲付近	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	9.4	21.0	10.3
呼人浦	0.1	0.0	0.0	0.3	11.7	15.0	14.8	8.6
女満別湾	0.0	0.0	0.0	0.0	3.4	28.5	21.0	6.3
湖心部	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	10.3	20.0	9.3
1997年								
大曲付近	0.1	0.0	0.2	7.3	40.4	25.3	15.9	11.3
呼人浦	0.2	0.1	2.7	24.0	26.3	15.8	8.6	7.0
女満別湾	0.1	0.0	2.2	41.3	38.7	26.3	20.2	17.8
湖心部	0.1	0.0	0.3	10.8	35.5	27.6	17.7	13.6
1998年								
大曲付近	0.0	0.3	7.6	14.4	11.7	11.7	8.5	4.2
呼人浦	0.0	3.3	13.2	11.7	8.0	8.3	6.5	4.0
女満別湾	0.0	0.5	14.0	14.3	13.1	11.8	8.0	1.6
湖心部	0.0	0.2	7.3	15.3	11.8	12.7	10.4	3.6

 : 10 ~ 30 μg/l
 : 30 μg/l以上
 : アオコ視認報告

(5) 今後の方向性

網走湖では今後も調査データの蓄積を図り、精度の向上を目指した改良を行っていく予定であり、今後の方向性は以下のとおりである。

- ・ 塩水層で生じている水質現象の解明とそのモデル化
- ・ 塩水遡上現象と湖内の流動および生態系モデルの融合を行い、塩水遡上調整を実施した際の水質保全効果を総合的に解析するモデルの開発
- ・ 塩淡水境界層水深を制御する水質保全対策について、現在検討されている塩水遡上量の制御手法による効果を検討するため、流動モデルによる塩水遡上量の解析結果を取り入れた長期境界層変動予測モデルの開発

6.2 の参考文献

長期界面変動に関する現地観測

- 1) 海洋観測指針，気象庁編，日本海洋学会，1985．
- 2) 北海道開発局網走開発建設部：網走川治水史．
- 3) 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．
- 4) 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
- 5) 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．
- 6) 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．
- 7) 桑嶋知哉，高橋克人，宮島滋近，平野道夫，山田正：塩淡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．
- 8) 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）
- 9) 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．
- 10) 宇野木早苗：沿岸の海洋物理学，東海大学出版会，1995．
- 11) 岩佐義朗：湖沼工学，山海堂，1992．
- 12) 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）
- 13) 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/ -44，pp. 85-104，1998．

短期界面変動に関する現地観測

- 1) 桑嶋知哉，高橋克人，宮島滋近，平野道夫，山田正：塩淡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．
- 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) 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）
- 4) 北海道開発局網走開発建設部：網走川治水史．
- 5) 日本海洋学会編：海と地球環境，東京大学出版会，pp. 215-220，
- 6) 村岡浩爾，福島武彦：霞ヶ浦（西湖）の湖流，国立公害研究所研究報告第 19 号，1981．
- 7) 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．
- 8) 平井幸弘：湖の環境学，古今書院，1995．
- 9) 若岡圭子，横山勝英，石川忠晴：湖沼・貯水池における ADCP 観測の問題点と誤差補正に関する研究，水工学論文集第 41 巻，pp. 1041～1047，1997．
- 10) 気象庁編：海洋観測指針，日本海洋学会，1985．
- 11) 宇野木早苗：沿岸の海洋物理学，東海大学出版会，1995．
- 12) 岩佐義朗：湖沼工学，山海堂，1992．
- 13) 池永均，山田正，内島邦秀，向山公人，平野道夫，井出康郎：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.

- 14) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 大島伸介, 向山公人, 平野道夫, 井出康郎, 田村圭司: 網走湖における塩淡二成層の形成と挙動に関する研究, 水工学論文集第 40 号, pp.589-594, 1996.
- 15) 道奥康治, 神田徹, 重村誠一: 成層型貯水池に生起する内部変動の観測とその解析, 土木学会論文集 No.485/ -26, pp.65-73, 1994.
- 16) 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/ -41, pp.105-114, 1997.
- 17) 浅枝隆, 玉井信行: 熱的外乱により連続成層場に生ずる対流の特性について, 土木学会論文報告集, 323, pp.109-119, 1982.
- 18) 日比野忠史, 福岡捷二, 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/ -41, pp.93-103, 1997.
- 19) 池永均, 向山公人, 大島伸介, 内島邦秀, 山田正: 汽水湖成層界面の挙動と吹送循環流の形成に関する研究, 土木学会論文集 No.614/ -46, pp.77-96, 1999.

塩水の流入・流出特性に関する現地観測

- 1) 須賀堯三, 高橋晃: 塩水楔の先端渦による混合, 第 26 回水理講演会論文集, pp.495-500, 1982.
- 2) 吉田静男, 大谷守正, 田代徹雄, 西田修三, 八木史郎: 河口二層流の表層塩分に与える風の効果, 水工学論文集第 37 巻, pp.299-304, 1993.
- 3) 小松利光, 上杉達夫, 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.
- 4) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 笠井雅広, 向山公人, 大束淳一: 塩水遡上の 3 次元数値解析と潮汐を考慮した塩水楔の破壊に関する研究, 水工学論文集第 41 巻, pp.509-514, 1997.
- 5) 大束淳一, 池永均, 山田正, 内島邦秀, 向山公人: 潮汐を考慮した塩水楔の破壊に関する研究, 土木学会第 52 回年次学術講演会概要集 2, pp.798-799, 1997.
- 6) 宇野木早苗: 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, 1993.
- 7) 清水康之, 藤田睦博, 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, 第 10 巻, 第 1 号, 1 月, pp.44-55, 1997.
- 8) 井上和也, 田中正博, 坂口拓史, 西澤賢太郎: 河口感潮域における塩水侵入の解析, 京都大学防災研究所年報, 第 36 号, B-2, pp.411-423, 1993.
- 9) 須賀堯三, 高橋晃: 塩水楔の先端渦による混合, 第 26 回水理講演会論文集, pp.495-500, 1982.
- 10) 山田正, 寺本康宏, 笠井雅広: 急拡部をもつ開水路流れの数値解析, 土木学会年次学術講演会概要集 2-A, pp.330-331, 1995.
- 11) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 笠井雅広, 大束淳一: 密度成層を考慮した塩水遡上に関する 3 次元数値解析, 1996 年水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp.152-153, 1996.
- 12) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 大島伸介, 向山公人, 平野道夫, 井出康郎, 田村圭司: 網走湖における塩淡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) 井上和也, 田中正博: 3 次元モデルによる塩水遡上の解析, 水工学論文集, 第 37 巻, pp.319-324, 1993.
- 14) 宇野木早苗: 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, 1993.
- 15) 清水康行, 藤田睦博, 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,第 10 巻,第 1 号,1 月,pp.44-55,1997.

- 16) 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.
- 17) 清水康行,藤田睦博,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.10,No.1,pp.44~55,1997.
- 18) 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/ -44,pp.85-104,1998.
- 19) 池永均,三沢大輔,吉本健太郎,志村光一,工藤勝弘,山田正:汽水湖における洪水流入形態と洪水流入に伴う塩水吐き出し効果に関する研究:土木学会論文集投稿中

長期界面変化の数値計算

- 1) 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/ -13,pp.99-108,1990.
- 2) 須賀堯三,高橋晃:淡塩二成層の連行係数,第 31 回土木学会年次学術講演会概要集, ,pp.383-384,1976.
- 3) 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.
- 4) 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/ -41,pp.105-114,1997.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 田中昌宏,石川忠晴,小関昌信:浅い湖における日成層の混合モデルの開発,土木学会論文集第 423 号/ -14,pp.91-100,1990.
- 8) 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/ -7,pp.1-11,1987.
- 9) 吉川秀夫:水理学,技報堂,pp.31-58,1976.
- 10) 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.
- 11) 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.
- 12) 桑嶋知哉,高橋克人,宮島滋近,平野道夫,山田正:塩淡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.
- 13) 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.
- 14) 池永均,向山公人,大島伸介,山田正:塩淡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,土木学会論文集 No.628/ -48,pp.77-96,1999.

靑潮発生シミュレーション

- 1) 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)

- 2) 村岡浩爾：青潮発生メカニズム，遺伝 1988年11月号，第42巻11号，pp.39-40,1988.
- 3) 鬼塚正光，寒川強，太田一之，長岡克明：1985年8月の青潮の海象に関する知見，公害，vol.23,pp.81-101,1988.
- 4) 中辻啓二，長坂誠司，村岡浩爾：東京湾の青潮の発生機構に関する基礎実験，水工学論文集，第35巻，pp.603-608,1991.
- 5) 中辻啓二，伊鐘星，湯浅泰三，村岡浩爾：東京湾における吹送密度流と青潮の発生機構との関連，海岸工学論文集，第42巻，pp.1071-1075.1997.
- 6) Spiegel R.H.,J.Imberger : The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size, J. Phys. Oceanogr., Vol.10, No.7, pp.1104-1121,1980.
- 7) 佐々木淳，磯部雅彦，渡辺晃，五明美智男：東京湾における青潮の発生規模に関する考察，海岸工学論文集，第43巻，pp.1,11-1,115,1996.
- 8) 佐々木淳：東京湾湾奥水塊の湧昇現象と青潮への影響，海岸工学論文集，第44巻，pp.1101-1105.1997.
- 9) 田中昌宏，Arjen Markus，阪東浩造：青潮の生化学反応を含む数値モデルの開発，海岸工学論文集，第44巻，pp.1096-1100.1997.
- 10) 塚田光博，三村信男，鈴木雅晴：東京湾における貧酸素水塊の形成，停滞，消滅過程のシミュレーション，海岸工学論文集，第44巻，pp.1086-1090.1997.
- 11) 金成誠一：びわ湖の内部波の研究()，京都大学防災研究所年報，第12号A，pp.669-680,1969.
- 12) 村岡浩爾，平田健正：中禅寺湖の内部波()，第28回水理講演会論文集，pp.327-332,1984.
- 13) 村岡浩爾，福島武彦：霞ヶ浦(西湖)の湖流，国立公害研究所研究報告書第19号，1981.
- 14) 古本勝弘，武政剛弘，薦田廣章：二成層閉鎖水域の風に対する内部静振応答，土木学会論文集，第429号/ -15，pp.37-46,1991.
- 15) 富所五郎，赤堀安宏：諏訪湖と野尻湖のセイシュの固有周期とその数値モデル，水工学論文集 第35巻，pp.615-620,1991.
- 16) 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.
- 17) 田中昌宏，石川忠晴：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/ -11，pp.63-72,1989.
- 18) 石川忠晴，田中昌宏，小関昌信：浅い湖の日成層が水質に及ぼす影響，土木学会論文集第411号/ -12，pp.247-254,1989.
- 19) 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.
- 20) 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.
- 21) 中村由行，柳町武志，井上徹教，Fatos Kerciku，石飛裕，神谷宏，嘉藤健二，山室真澄：汽水湖沼における強風下での混合現象の連続観測，水工学論文集第41巻，pp.475-480,1997.
- 22) 道奥康治：湖沼・貯水池における熱・物質輸送，1994年度(第30回)水工学に関する夏期研修会講義集Aコース，pp.A-7-1~A-7-20,土木学会水理委員会，1994.
- 23) 浅枝隆，玉井信行：熱的外乱により連続成層場に生ずる対流の特性について，土木学会論文報告集，323，pp.109-119,1982.

- 24) 道奥康治, 神田徹, 伊藤達平, 西川孝晴, 石川勝久, 東野誠: 底部に逆転水温層を有する部分循環貯水池の水質構成に関する研究, 土木学会論文集 No.572/ -40, pp.33-48, 1997.
- 25) 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.
- 26) 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.
- 27) 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.
- 28) 道奥康治, 辻本剛三, 宮本仁志: 吹送密度流の流動・混合特性, 水工学論文集, 第 37 巻, pp.293-298, 1993.
- 29) 道奥康治, 神田徹, 重村誠一: 成層型貯水池に生起する内部変動の観測とその解析, 土木学会論文集 No.485/ -26, pp.65-73, 1994.
- 30) 松梨順三郎編著: 環境流体汚染, 森北出版株式会, pp.165-231, 1996.
- 31) 岩佐義朗: 湖沼工学, 山海堂, 1992.
- 32) 池永均, 山田正, 内島邦秀, 大島伸介, 向山公人, 平野道夫, 井出康郎, 田村圭司: 網走湖における塩淡水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.
- 33) 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.
- 34) 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.
- 35) 佐々木淳, 磯部雅彦, 渡辺晃, 五明美智男: 東京湾における貧酸素化現象および水温・溶存酸素の季節変動モデル, 海岸工学論文集第 40 巻, pp.1051-1055, 1993.
- 36) 柿野純, 松村皐月, 佐藤善徳, 加藤信明: 風みよる流れと青潮との関係, Nipp.on Suisan Gakkaishi, 53(8), pp.1475-1481, 1987.
- 37) 藤原建起, 高杉由夫, 肥後竹彦: 風による成層崩壊現象の発生頻度と発生限界風速, 沿岸海洋研究ノート, 第 27 巻, 第 1 号, pp.70-75, 1989.
- 38) 鬼塚正光, 太田一之, 寒川強, 富永衛, 木村明, 北村博, 平石明: 東京湾の青潮に関する研究 (1)その 1 青潮発生について, 1987 年度日本海洋学会春季大会講演要旨集, pp.241-248, 1987.
- 39) 池永均, 向山公人, 大島伸介, 吉本健太郎, 工藤勝弘, 山田正: 成層型汽水湖沼における青潮発生に関する準三次元数値計算: 土木学会論文集投稿中

アオコ発生シミュレーション

- 1) 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)
- 2) 日野修次: アオコ及び淡水赤潮研究の現状と課題, 産業公害 Vol.28No.6, 1992.
- 3) 奥川光次, 宗宮巧: 水理モデルによる富栄養化のシミュレーション解析, 土木学会論文報告集, 第 337 号/ -1983.
- 4) 池田裕一: 貯水池内温度成層における曝気循環流の特性と環境制御への適用に関する研究, 東京工業大学学位論文, 1995
- 5) 道奥康治, 神田徹, 伊藤達平, 西川孝晴, 石川勝久, 東野誠: 底部に逆転水温層を有する部分循環貯水池の水質構成に関する研究, 土木学会論文集 No.572/ -40, pp.33-48, 1997.

- 6) 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.
- 7) 池永均, 山田正, 向山公人, 大島伸介: 塩淡二成層を形成する汽水湖沼の長期的な界面変動手法の開発, 土木学会論文集第628号/ -48, pp.77-96, 1998.
- 8) 池永均, 吉本健太郎, 大島伸介, 工藤勝弘, 山田正: 網走湖におけるアオコ発生に関する生態系モデル水質シミュレーション, 土木学会論文集投稿中