

6.3 小川原湖の水理・水質特性

6.3.1 湖沼の概要

(1)小川原湖の地勢、地質、水質の特性

小川原湖の平面図を図 6.3.1に示す。小川原湖は青森県東部に位置する汽水湖で、湖面積(63.2km²)では我が国で 11 番目の湖である。湖水体積は約 $7.1 \times 10^8 \text{m}^3$ 、常時の水面標高は 0.3 ~ 0.4m(TP)、平均水深は約 11m、最大水深は約 26m であり、海岸平野に位置する湖としてはかなり深い。成立年代、形成過程については必ずしも明確でないが、今から約 3000 年前頃からの世界的低温化に伴う海面低下により、既に形成されていた内海が後退し、海岸砂丘の発達により湾口が狭められ、徐々に現在の形に近づいていったと考えられている¹⁾。

図 6.3.1の A-A'線における断面図を図 6.3.2に示す。小川原湖は深い湖盆と浅い沿岸部から成り立つ特異な地形をもっている。このため、段丘肩で波浪が砕け、強風時でも浅瀬部は比較的静穏である。ここにはヤマトシジミが多数生息している。水深 20m 付近には年間を通して塩分躍層が存在し、海水の約 1/3 の濃度の塩水が貯留されているが、その上部の塩分は 1psu 程度であり、比較的“薄い汽水湖”である。夏季には水深 10m 付近に水温躍層が形成され、三成層状態になる。冬季には結氷することがある。

小川原湖の流域は、八甲田山系東麓から太平洋に至る 805.4 km² で、その 46% は森林に覆われた起伏の多い急斜面である。また 16% は緩やかな起伏を持つローム台地で畑作・畜産等に利用され、14% は沖積低地で主に水田に利用されている。流入河川は湖の南西部に集中している。主な河川は七戸川、砂土路川、土場川で、三河川の流入量(~ 24m³/s)で河川流入量全体の 90% 近くに達する。

出水は主に 4~5 月の融雪期と 9 月の台風期に集中する。この地域には通常は梅雨期がない。湖への直接降雨も含めた年間の淡水流入量は約 $8.5 \times 10^8 \text{m}^3$ であり、湖水の平均回転率はほぼ 1 回/年である。

一方、流出部は湖北東部にある高瀬川のみである。高瀬川は、細い澗筋と広い干潟からなる自然的河川で、河道延長は約 6.6km となっている。河口より 5.7km の地点から放水路が開削されているが、湖水位が 0.7m(TP)以上の洪水時以外には閉められており、常時は高瀬川を經由した自然な流入が生じている。潮位が湖水位を上回ると海水が高瀬川を遡上する。ただし河道距離が比較的長く澗筋が狭小なため、海水が小川原湖に到達する頻度はそれほど高くない。過去の調査によれば、6月中旬から7月中旬にかけてと、11月から1月にかけて流入しやすい³⁾。

年間の海水侵入量は次のように概算されている⁴⁾。淡水流入量を Q_1 、海水遡上量を Q_2 、海水の塩分を S_2 、湖からの流出量を Q_3 、その塩分を S_3 とすると、長期的平均として次式が成立する。

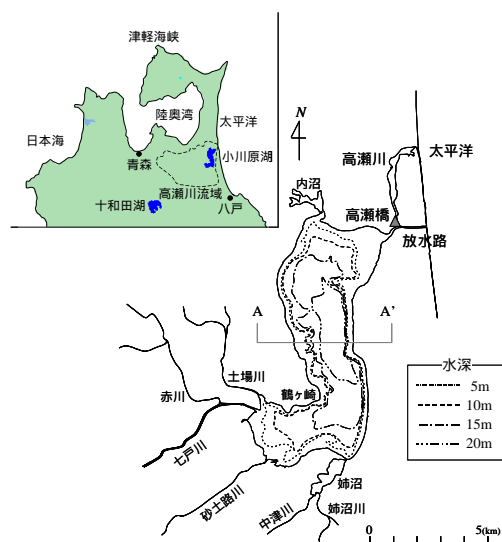


図 6.3.1 小川原湖の位置と平面図

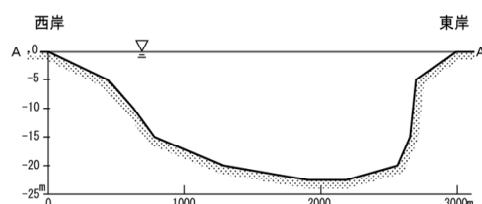


図 6.3.2 小川原湖 A-A'断面

$$Q_1 + Q_2 = Q_3 \quad (6.3.1)$$

$$S_2 \cdot Q_2 = S_3 \cdot Q_3 \quad (6.3.2)$$

S_2 を30psu、 S_3 を湖水表層塩分の1psuとし、 Q_1 、 Q_2 に前述の値を代入すると、 Q_3 は $0.92\text{m}^3/\text{s}$ となる。

(2) 調査対象となる特徴的な現象

“薄い汽水湖”の水環境は塩分変動の影響を受けやすい。それゆえ、塩分状態を規定する塩分循環系の仕組みと様態を明らかにすることが、小川原湖での調査の眼目となる。

そこで本文では、これに関わる主な調査事例を系統的に記述するが、本節では、塩分循環全体の図式と、本文で記述する調査項目の位置付けを概述しておく。図 6.3.3に調査項目に対応する場所を、図 6.3.4に塩分循環の仕組みを概念的に示す。両図中の数字は以下の項目番号に対応する。

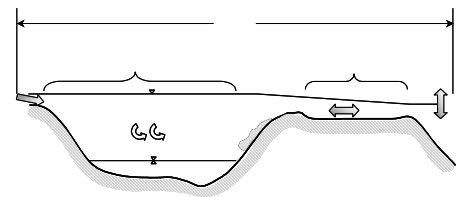
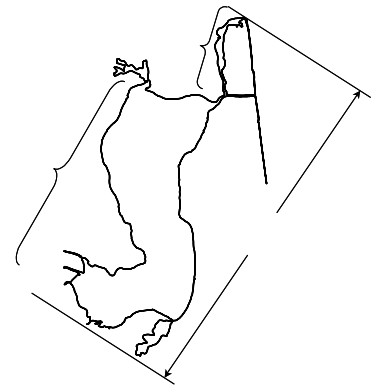


図 6.3.3 調査項目と対象空間

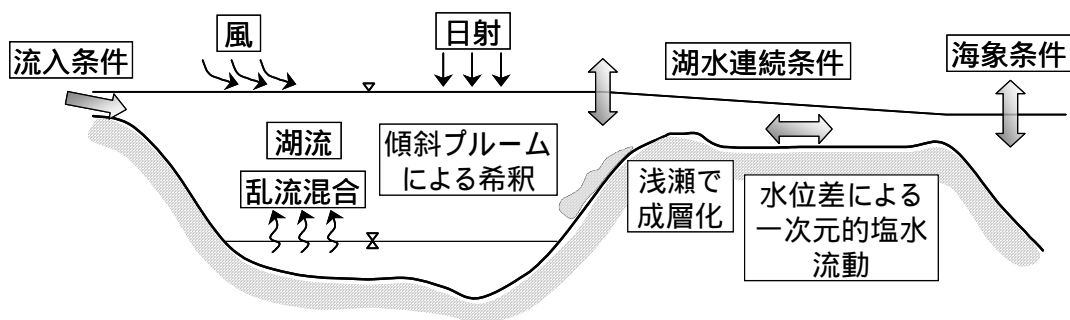


図 6.3.4 小川原湖塩分循環の仕組み

1) 塩分進入に係わるモニタリングデータの補完

小川原湖の塩分循環を把握する上での出発点は、高瀬川からの“海水侵入イベント”の規模と頻度を把握することである。高瀬川の海水遡上は、湖水位と河口水位の相対関係に依存する概ね一次元的な現象であるので、常時計測されている水位・潮位・流量のデータ解析から、ある程度推定可能である。しかし、実測データは常に何がしかの計測誤差を含み、また計測器の異常作動や欠測もある。そこでまず、種々のデータ間の関係を解析し、データの補正や復元を行う必要がある。ここでは、高瀬川でのモニタリングデータを含め、小川原湖の塩分循環に関与する種々の水理データを補正・復元した結果を紹介する。

2) 塩分進入量の推定とその確率統計的性質

小川原湖への塩分進入量は、高瀬川の流量と断面平均塩分の積を時間積分することにより求まる。そこで上述のデータをもとに、その推定方法を検討した結果を紹介する。推定された塩分進入は、多分に確率的である。すなわち、たまたま湖水が低く、たまたま大潮で、たまたま低気圧が通過したために高潮気味であった、というようなアクシデントの組み合わせに

より大規模な海水進入が生じる。そこで、長期間の水理データをもとに、ARX モデルにより外力の確率特性を表現し、海水進入現象を確率統計的に評価した結果も紹介する。

3) 河口地形の変動

塩水遡上現象は河口地形の影響を強く受ける。いくら潮位が高くても河口が閉塞されていれば海水侵入は起こり得ない。高瀬川の流量は小川原湖によって平滑化されるので、通常の河川に比べて河口地形は安定しているが、それでも流量と波浪の変動に伴い伸縮する。そこで河口地形の季節変動を調べておく必要がある。しかし、高瀬橋から河口に至る地域の右岸は米軍演習場であるため、測量の頻度は少ない。また市販航空写真の該当部は公開されていない場合が多い。そこで、左岸側からの簡易な計測と水位・流量データとから河口地形変動を推定した結果を紹介する。

4) 湖口浅瀬での流動

高瀬川の湖口(小川原湖から流出する部分)には浅瀬が広がっており、侵入海水は複雑に流動する。この水域での塩分流動と湖水・海水の交換現象は小川原湖の塩分状態に大きな影響を及ぼすと考えられる。一方、この浅瀬には小川原湖の主要な水産物であるヤマトシジミが豊富に生息する。また小川原湖治水事業計画では、この部分の地形改変により放水路への排水能力を高めることが考えられている。したがって、湖口浅瀬の流動状態の把握と、地形改変がそれに及ぼす影響を把握しておくことは重要である。ここでは、ヤマトシジミの産卵環境

調査の中で海水進入時の浅瀬の流れを計測した事例を紹介する。

5) 傾斜ブルーム

湖口浅瀬を通過した塩水は、湖盆部に向かう急斜面で、傾斜ブルームを形成する。傾斜ブルームとは、周囲流体より密度の高い流体が斜面に沿って流れ下る現象の総称である。小川原湖で発生する傾斜ブルームは、塩分が 5 ~ 15psu(密度差にして 0.005 ~ 0.015)、流下幅は数百m、流動層厚は数十cmから 1m であり、流速は数十 cm/s に達することもある。傾斜ブルームは流下に伴い湖水を連行するので、徐々に希釈される。希釈された塩水は、その密度に応じた深度に流入し、塩分成層状態を徐々に変化させる。そこで、傾斜ブルームの連行特性について調査した結果を紹介する。

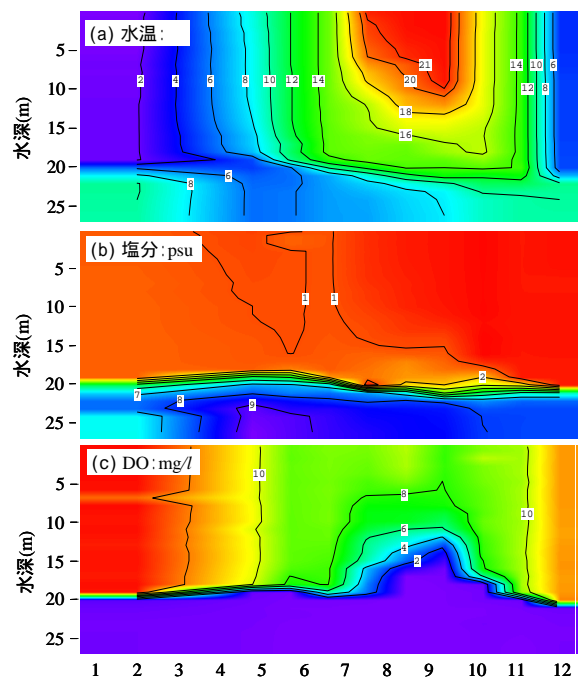


図 6.3.5 水質プロファイルの季節変動

6) 湖盆部の流動と鉛直混合

湖盆部における水温、塩分、溶存酸素の成層状態を図 6.3.5 に示す。水深 20m 付近には年間を通して塩分躍層が形成されている。この塩水の底層部分が上層水と混合することは稀で

あるため、溶存酸素がほとんどない。夏期には水深 10m 付近に水温成層が形成され、三層の密度分布となる。この時期には、中層に対しても溶存酸素の補給がなされないため、貧酸素水の層厚が増加する。10 月頃には水温成層は消滅して二層の密度分布に戻り、その後は鉛直混合により塩水躍層付近の塩分が表層に連行され、表層水とともに湖口から排出される。こういった密度の季節変化に伴う鉛直混合が、塩分循環を支配する要素の一つとなっている。そこで、成層の鉛直混合に関する調査結果を紹介する。

7) 湖上風の分布と吹送流

小川原湖は比高 40~100m のローム台地に囲まれているので、湖上風が必ずしも一様でない。また、図 6.3.2 に示したように水深の空間偏差が大きいため、風によって誘起される吹送流が非一様であると考えられる。この吹送流は、表層における物質輸送、とりわけ生物栄養元素やヤマトシジミの幼生の移流に影響を及ぼしているはずである。したがって、湖上風の空間分布と、それに伴う吹送流の空間分布を把握することが、小川原湖の水質及び生物生息環境を評価する上で重要であるといえる。そこで、湖上風の現地観測と、それに基づく吹送流の数値シミュレーション結果について紹介する。

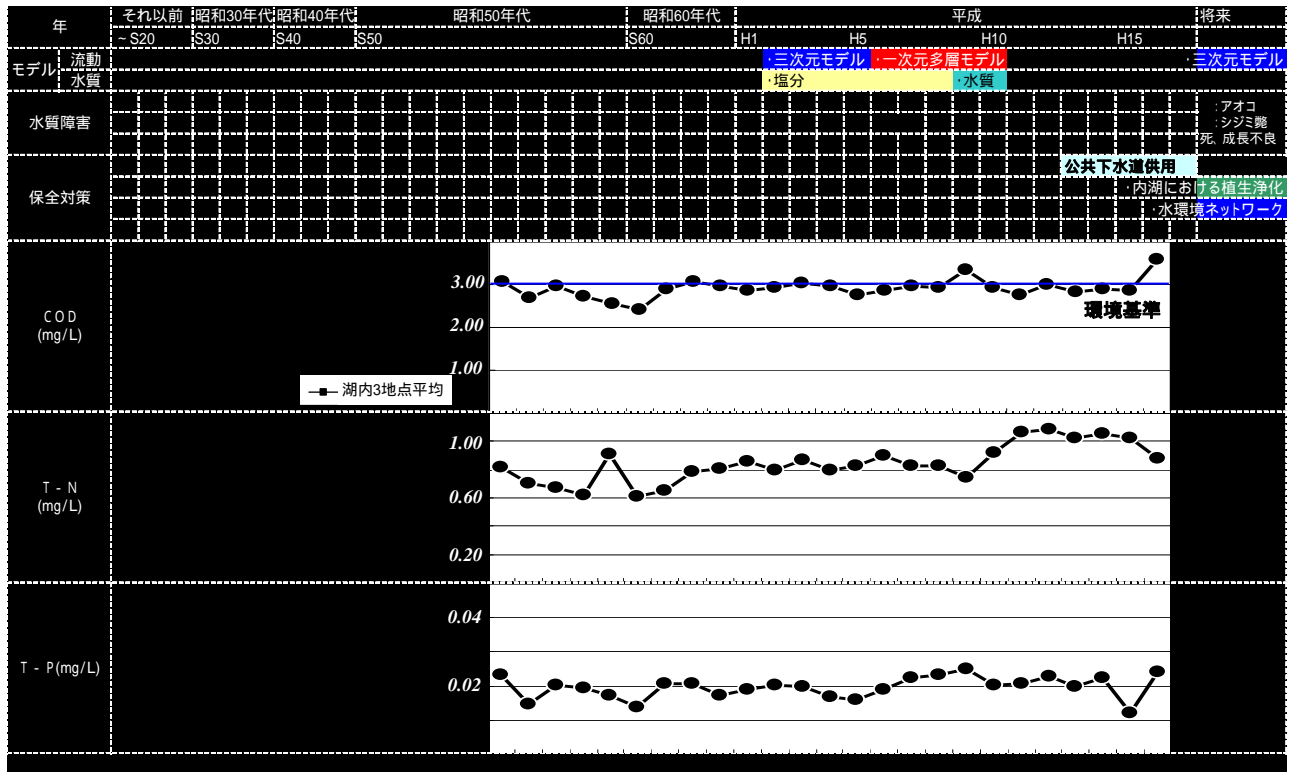
8) 流動現象とヤマトシジミの生態

以上のような流動調査は、流動現象により形成される水質環境や生態環境を評価することを究極の目的としている。それゆえ、各湖沼における水環境要因と流動現象の関係を想定した上で調査内容を決定するとともに、調査の各段階で調査結果と水環境要因の関係を吟味することが肝要である。小川原湖ではヤマトシジミが主要な水産資源であることから、ヤマトシジミの生息環境を評価することが流動調査の最終目的の一つとなっている。そこで、ここではヤマトシジミの成長速度、産卵環境、幼生の湖内拡散に流動現象が果たしている役割を調査した結果を紹介する。

(3)水理・水質管理の状況

小川原湖における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯を表 6.3.1に示す。

表 6.3.1 小川原湖における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯



6.3.2 水理・水質特性の調査技術

(1) 観測技術

小川原湖の現地調査に使われた主な機器と使用方法について、ここで一括して述べておく。塩水流動を調べる上で最も重要な計測項目は塩分と流速だが、補足的に水温計測を行うこともある。また、塩分成層状態については、数値的に計測する通常の計測の他に、音響イメージから推定する方法がある。

観測方法は、設置型と移動型に大別される。設置型とは、自動記録式の装置を一定期間設置して、項目の時間変動を連続的に記録する方式である。設置型には、1点のみを計測する機器と、鉛直分布を一度に計測する機器とがある。移動型とは、舟で移動しながら、あるいは人力で計器を上下させて、項目の空間分布を捉える方式である。設置型と移動型の計測を上手く組み合わせることにより、データを効果的に得ることができる。それぞれについての代表的な機器名(通称)を表 6.3.2 に示す。また、それぞれの機器の特徴を以下にまとめておく。

表 6.3.2 計測方法の分類と主な測定機器

		流速	塩分	水温
設置型	1点計測	電磁流速計	自記式塩分計	自記式水温計
	分布計測	ADCP	-	(サーミスタ・チェーン)
移動型		ADCP	CTD、多項目水質計	CTD、多項目水質計
イメージ型		音響測深器	-	(音響測深器)

1) 電磁流速計

1 地点の流速を継続的に計測する機器の代表。旧来のプロペラ式と違い可動部がないので頑丈であり、流下ゴミなどに対してもある程度強い。機種によって大きさは異なるが、長さ 60cm、直径 10cm 程度のものが標準である。最近では長さ 30cm 程度の小型のものもある。通常はバッテリーとメモリーを内蔵しており、オフラインで数ヶ月の連続計測が可能である。計測時間間隔などは設置時に指定できる。センサーと水の相対流速を計測するので、揺動しないように固定する必要がある。ただし、センサーの近くに固形物があると誤差を生じる。固定式の架台に取り付けるのが望ましいが、水中ブイを付けたロープをアンカーから垂直に立ち上げて取り付けることもある。

2) 自記式塩分計

電気伝導度と水温のセンサーを搭載し、塩分を計算する回路とメモリーとバッテリーが内蔵されている。最近では小型化が進んでおり、長さ 15cm、直径 3cm 程度のものもある。計測時間間隔などは設置時に指定でき、数ヶ月から 1 年の連続計測が可能である。スカラー量の計測であるから、ロープや杭に結びつけるだけでよい。

3) 自記式水温計

メモリーとバッテリーを内蔵している。バッテリーを交換できるものと、交換できない使い捨てタイプとがある。後者は約 5 年間使用できる。自記式水温計を鉛直に張ったロープに多数取り付けられたものをサーミスタ・チェーンといい、水温の鉛直構造を計測するのに便利である。

4)設置型 ADCP

超音波のビームを水中に発射し、反射波の時差とドップラー・シフトを利用して、ビーム方向における多点の流向・流速を連続的に計測する装置である。通常は鉛直方向にビームを発射するが、最近開発されたビーム幅の狭い機種では水平方向の観測もある程度可能である。“ADCP”は元来は商品名だが、現在は一般名称として定着している。形状はさまざまだが、長さは30～50cm、直径は20～30cmである。通常は水底の架台に固定するが、水底に埋め込む場合や、水上に浮いた架台に取り付ける場合もある。バッテリーとメモリーを内蔵したタイプと、外部電源を必要とするタイプがある。

5)移動型 ADCP

基本構造は設置型 ADCP と同じだが、ビーム方向にある固定物からの反射を認識し、その速度を流速計測結果から引き算する機能を持っている。そのため、移動する船から絶対流速を計測できる。この機能をボトム・トラッキング機能という。通常は昇降装置付きの架台で舟に取り付けるか、ADCP を付けた浮き架台を舟で曳航する。前者の昇降装置は、非計測時に ADCP を水上に上げて高速走行できるようにするためである。計測はパソコンで制御し、計測結果はそのままモニターで見ることができる。

6)CTD 及び多項目水質計

CTD は、電気伝導度(C)と水温(T)と計測深度(D)を同時に計測する装置である。C と T から塩分を計算し表示するものが多い。一定深度間隔(50cm～2m程度)で自動的にデータ収録するゾンデ形式のものと、一定時間間隔でアンブまたはパソコンにデータを送る有線式のものがある。前者の場合はロープに付けて落下させ、引き上げた後にアンブに接続してデータを得る。湖や河川のように浅い水域では後者の有線式が一般的である。

有線式の場合、最近は、濁度、Chl-a などを含わせて計測する多項目水質計が一般的になっている。水面から 20cm/sec 程度の速度で下ろすことにより諸量の鉛直分布が得られる。パソコンに接続することにより、その場でデータの確認ができる。測定部の長さは 40cm 程度、直径は 20cm 程度である。

7)音響測深器

水中に超音波を発射し、反射波の時差と反射強度から、水中の状態のイメージを得る装置である。その名称のとおり元来は測深するための機器であるが、高精度のものは、水中に形成されている塩分や水温あるいは濁度の層からの反射波も拾うことから、成層状態を捉えるためにも使用できる。センサー部の直径は 15cm 程度、厚さは 20cm 程度である。記録紙やモニターにアナログ出力するものの他に、デジタルデータに変換して記録するものもある。

(2) 解析技術

1) 実務での解析技術

a) モデル検討の背景と目的

小川原湖の水質予測モデルの開発は平成2年度から開始している。これまでの開発フェーズは大きく3段階に分けられる。

モデル開発の背景としては、小川原湖総合開発事業においては小川原湖下流部に河口堰を設置して小川原湖を淡水化する計画となっていたが、利水のみならず小川原湖の重要水産資源を中心とした生態系への影響を評価するため、特に重要となる塩分を評価対象とした水質予測モデルの開発を行うものとした。

ここで、小川原湖内の濃度分布は鉛直方向に卓越し、流下方向、横断方向にも変化があることから、当初は三次元モデルの整備を進めて評価を行っていたものの、スーパーコンピュータを利用して1年の計算に丸1日かかるような状況で実務的な利用が厳しかったため、平成6年に実務に活用し易いよう一次元多層モデル(鉛直二次元モデル)にモデルを変更した。

その後、淡水化事業の中止が決まり、代替案として上流河川での取水が検討され、流入量の減少による影響評価にこのモデルを活用していたものの、平成6年のシジミ大量斃死や一部水域でのアオコの発生、優占藻類の変化など、富栄養化の進行に起因すると考えられる事象が生じていることから、平成9年度から構築した一次元多層モデルに水質反応項を組み込むことにより、水質についても評価できるよう改良を行った。

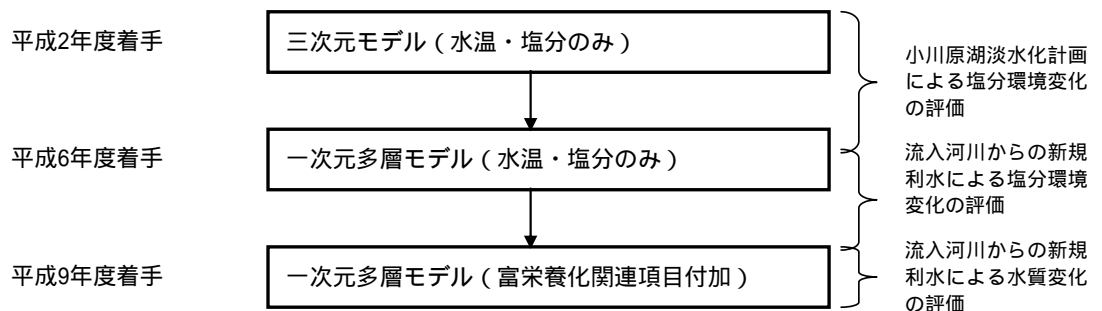


図 6.3.6 小川原湖における水質予測モデルの開発段階

b) モデル開発の視点

当初開発した三次元モデルは塩分濃度の平面分布、流下方向の分布などを三次元的に取り扱うことが可能であり、小川原湖の淡水化計画や塩分濃度管理方策を検討する上で有用なモデルであったが、莫大な計算時間と記憶容量が必要なため、予測計算を行う上で障害となっていた。

これより、所定の精度を保持しつつも、演算時間が短くかつ必要記憶容量も少ないワークステーションレベルで動作できるモデルの整備を行うこととした。モデル開発にあたっては以下の事項に配慮した。

小川原湖の塩分は水深方向に大きく卓越し、流下方向にも濃度分布が認められる。横断方向については、流入部と流出部にて濃度分布が認められるもののさほど大きくなく、上流部での河川流入、下流高瀬川での流出/塩水遡上という地形特性があることから、一次元多層モデル(鉛直二次元モデル)を適用することが妥当であること

演算時間・記憶容量の低減のため、小川原湖内の水域分割については、鉛直方向・流下方向の濃度分布を表現し得る程度にコントロールボリューム数を減らすこととし、流下方向約2 kmピッチ(10ブロック) 水深方向1 mピッチ(概ね25ブロック)とすること
三次元モデルでは小川原湖への塩水遡上を取り扱うために海域および下流高瀬川を対象水域としていることが演算時間・記憶容量の増大の原因となっていたことから、塩水遡上現象についてはサブモデルとして取り扱うこと

塩水遡上サブモデルについて、高瀬川の流れは小川原湖水位と河口水位の相対関係によって決定される概ね一次元的な流れであると考えられることから、流量は水位差による関数として表現すること

また、現地調査により、小川原湖湖口部にはマウンドが形成されており、湖内に塩水が侵入してもマウンドを超えてプランジングポイントまで達しないと湖内には侵入しないことが判明したため、サブモデルに累積塩水遡上量がマウンド部容量を超えないと湖内に侵入しないようにしたこと

採用した一次元多層モデルでは、傾斜ブルームのような現象を表現することができないことから、底層部の塩分濃度の再現性を高めるため、希釈率を設定して侵入塩水と湖水が同密度になったところで境界条件として塩水を侵入させること

小川原湖では、春季に珪藻類を中心とした藻類増殖、夏季に緑藻類・藍藻類を中心とした藻類増殖が生じることから、植物プランクトンは3種類(珪藻類、藍藻類、緑藻その他)に区分すること

また、一次元多層モデルの構築にあたっては、次ページに示すような改良の流れを追って再現性の向上に努めてきた。

なお、今後の調査・解析では、湖内の流動及び底泥の蓄積・溶出機構とその影響を把握し、それらを反映した水質シミュレーションモデルを構築する予定である。

6.3 小川原湖の水利・水質特性

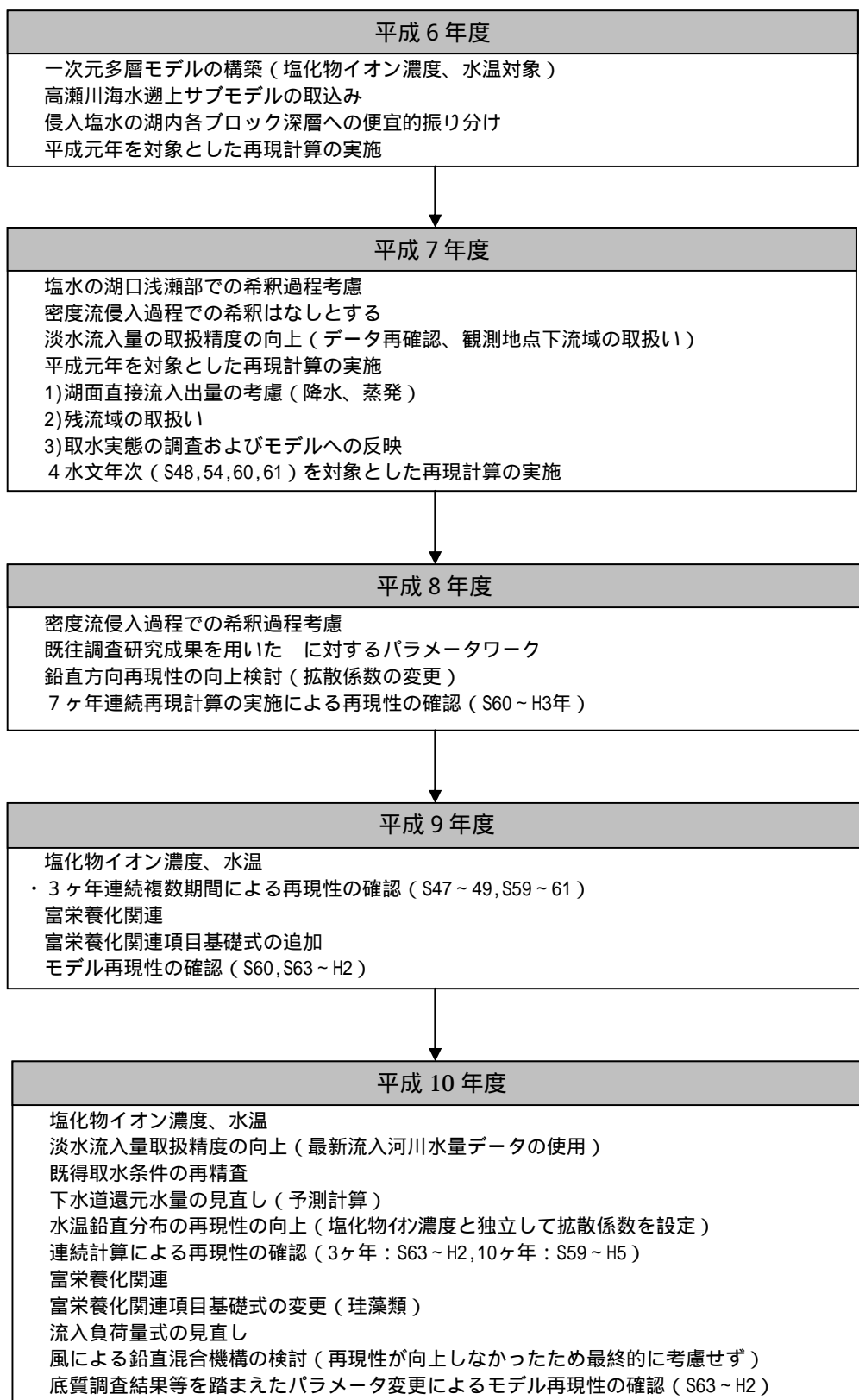


図 6.3.7 一次元多層モデル構築・改良の流れ

2) 研究での解析技術

研究においては、主に三次元 k-モデルが用いられている。このモデルの基礎式は、次のとおりである。

x 方向の運動方程式：

$$\frac{Du}{Dt} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_L \frac{\partial u}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_L \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial u}{\partial z} \right) = f_v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \dots\dots\dots (6.3.3)$$

y 方向の運動方程式：

$$\frac{Dv}{Dt} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_L \frac{\partial v}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_L \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial v}{\partial z} \right) = -f_u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \dots\dots\dots (6.3.4)$$

z 方向の運動方程式：

$$\frac{Dw}{Dt} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_L \frac{\partial w}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_L \frac{\partial w}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_T \frac{\partial w}{\partial z} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \delta g \dots\dots\dots (6.3.5)$$

乱れエネルギー k の保存式：

$$\frac{Dk}{Dt} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_{Lk} \frac{\partial k}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_{Lk} \frac{\partial k}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_{Tk} \frac{\partial k}{\partial z} \right) = P_r + G - \varepsilon \dots\dots\dots (6.3.6)$$

散逸率 ε の保存式：

$$\frac{D\varepsilon}{Dt} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_{L\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_{L\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_{T\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) = C_1 \frac{\varepsilon}{k} P_r + C_1 (1 - C_3) \frac{\varepsilon}{k} G - C_2 \frac{\varepsilon^2}{k} \dots\dots\dots (6.3.7)$$

相対浮力の保存式：

$$\frac{D\delta}{Dt} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu_{L\delta} \frac{\partial \delta}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu_{L\delta} \frac{\partial \delta}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_{T\delta} \frac{\partial \delta}{\partial z} \right) = S \Rightarrow 0 \dots\dots\dots (6.3.8)$$

連続式：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (6.3.9)$$

ただし、

$$P_r = \nu_t \left[2 \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 \right\} + \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \right\} \right] \dots\dots\dots (6.3.10)$$

$$G = -g \nu_\delta \frac{\partial \delta}{\partial z}, \nu_T = \nu + \nu_t = \nu + C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon}, \nu_L = 0.01 L^{4/3} \dots\dots\dots (6.3.11)$$

$$\nu_{Lk} = \nu_L, \nu_{Tk} = \nu_T, \nu_{L\varepsilon} = 0.77 \nu_L, \nu_{T\varepsilon} = 0.77 \nu_T, \nu_{L\delta} = 1.2 \nu_L, \nu_{T\delta} = 1.2 \nu_T \dots (6.3.12)$$

$$C_1 = 1.44, C_2 = 1.92, C_3 = 1.00, C_\mu = 0.09 \quad \dots\dots\dots (6.3.13)$$

ここに、 x, y は水平座標、 z は鉛直上向き座標、 u, v, w は、それぞれ x, y, z 方向の流速、 k は乱れエネルギー、 ϵ は粘性散逸率、 $\Delta\rho/\rho$ は相対密度差である。また、 p は圧力、 ν_z は鉛直方向の渦動粘性係数、 ν_T は鉛直方向の実効動粘性係数、 ν_L は水平方向の渦動粘性係数、 T_i, L_i は、それぞれ物理量の鉛直、水平方向の拡散係数である。水平方向の渦動粘性係数の計算には、計算メッシュサイズ L に比例しているとするリチャードソンの $4/3$ 乗則を適用している。また、 f はコリオリ係数 (8.6×10^{-5} (1/s))、 g は重力加速度である。 C_1, C_2, C_μ は k -モデル固有の係数であり、従来の研究で推奨されている標準値²⁶⁾を与えている。一方、 C_3 の値は $0 \sim 1$ の範囲で種々の提案がされているが、ここでは C_3 を 1.0 としている。また(6.3.8)式では、日射による熱の授受や塩水の流入出等を考えず、相対浮力の生成項 S を 0 としている。

以上の基礎方程式を有限体積法で離散化し、非圧縮性流れの数値解法の 1 つである SIMPLE (Semi-Implicit Method for Pressure-Linked Equation) 解法で解いた。この解法は、有限体積法と共に発達してきた数値解法であり、陰解法なので時間ステップを大きくとることができる。また、計算格子には、振動解を防ぐためにスタガード格子を導入した。

6.3.3 特徴的な現象の調査・解析

(1) 塩分進入に係る調査・解析

1) 塩分進入に係るモニタリングデータの補完

高瀬川の海水遡上現象に関わる主要な水理量を図 6.3.8 に示す。ここに、 Q_i は淡水流入量、 h_0 は湖水位、 Q_0 は高瀬川流量、 h_1 は河口内水位、 h_2 は河口外水位、 $h_2' = h_2 + h_2''$ は天文潮位、 h_2'' は潮位偏差(気圧異常及び波浪による水位上昇)である。また、モニタリングの行われている地点を図 6.3.9 に示す。

石川ら²⁾は高瀬川の海水遡上現象が概ね一次元的であることを示し、湖水位と河口水位の差 $h (=h_0 - h_1)$ を指標として小川原湖への塩分進入量を算定する簡易なモデルを提案している。ただし当時の流量観測装置は必ずしも精度の高いものではなかったので、モデルパラメータも誤差を含んだものであった。平成 8 年からは、湊筋での流速鉛直分布を計測できる ADCP が高瀬橋に設置され、より精度の高いモニタリングがなされるようになった。しかし鉛直測線についてのみの計測であることから、断面全体を代表しているかどうか問題であった。

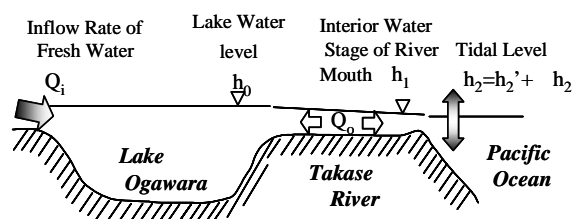


図 6.3.8 海水進入現象に関わる水理量

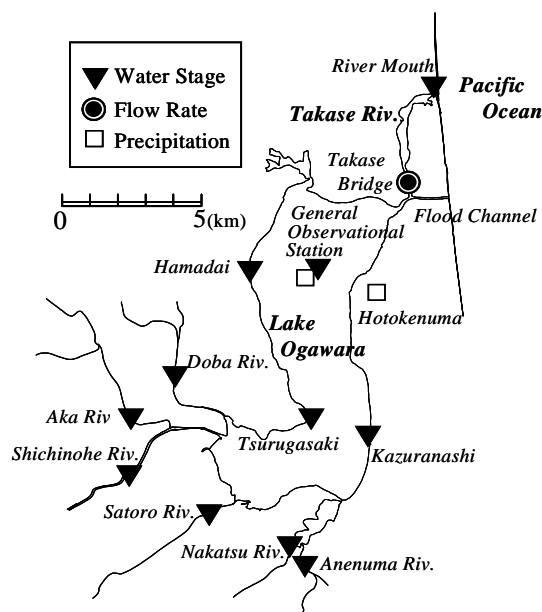


図 6.3.9 小川原湖とデータ観測点

6.3 小川原湖の水理・水質特性

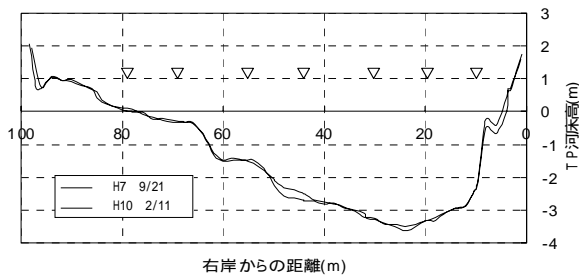


図 6.3.10 高瀬橋河床横断形状

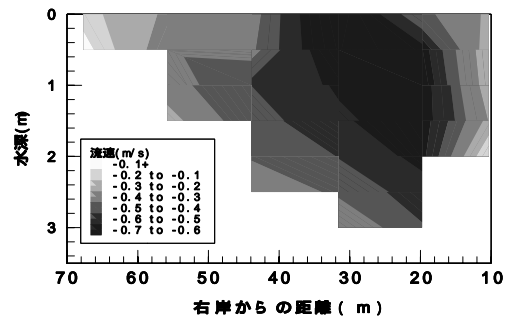


図 6.3.11 断面内流速分布(例)

そこで西田ら⁴⁾は高瀬橋において流速断面観測を実施し、モニタリング・データとの相関を調べた。図 6.3.10に、高瀬橋地点の横断図と観測測線()を示す。なお、鉛直方向の計測間隔は 0.5mであった。逆流時の断面内流速分布の一例を図 6.3.11に示す。流心はかなり偏っており、また断面内の偏差も大きいことがわかる。このようなデータから得られる断面平均流速と ADCP データから得られるそれとの相関を図 6.3.12に示す。

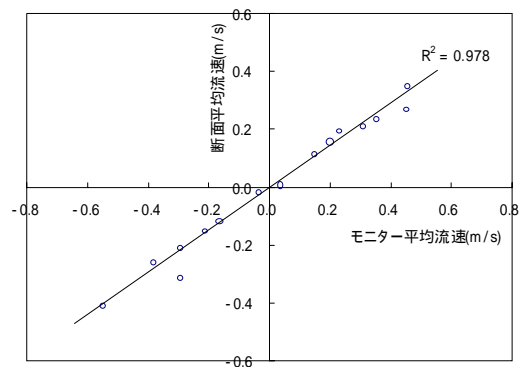


図 6.3.12 断面平均流速とモニター平均流速の関係

この回帰式で ADCP データを補正することにより、正しい断面平均流速及び流量 Q_0 が常時得られることになった。

さて、上記の Q_0 も含めて種々の記録から海水侵入現象の特性を調べていくわけだが、どの記録にも誤差や測器の異常による欠落がある。そこで鶴田ら⁶⁾は、各水理データ間の相関解析から、各データの補正及び異常データや欠測データの復元を行っている。関係水理項目のデータ存在状況を表 2-1 に示す。Reference Data にある Q_i' は主要 6 河川(七戸川、砂土路川、土場川、赤川、中津川、姉沼川)の流量の合計値であり、 h_3 は高瀬川河口から南にある八戸港の実測潮位である。

まず、高瀬川流量 Q_0 と河道両端水位差 h の関係を 1 日の中でプロットすると、図 6.3.13(a) のように、原点をはずれたループを描く。これは、両水位記録の基準高がずれていることと、慣性効果により Q_0 が h に対して遅れを持つためである。そこで、上潮と下げ潮で高瀬川流量がゼロとなる時刻と h がゼロとなる時刻の差の長期間平均から慣性による時差を推定し、また h の長期間平均から原点ズレを推定した。その結果として、修正された h と Q_0 との関係は図 6.3.13 (b) のようになる。

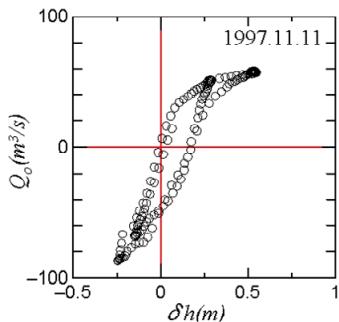


図 6.3.13 (a) Q_0 と h の関係

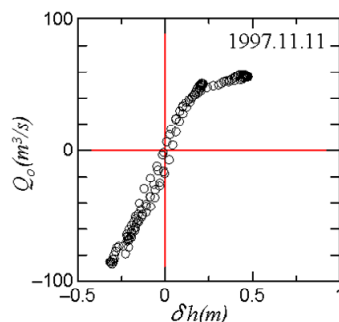


図 6.3.13(b) Q_0 と h の関係
(時間ずれ、原点ずれ補正後)

河口内水位 h_1 は河口外水位 h_2 に連動して変化するが、河口外水位は天文潮位と潮位偏差の和として表される。天文潮位は八戸港において長期的に推定可能であるが、潮位偏差はランダムに変動する量であるから、その確率特性を知っておく必要がある。河口外潮位偏差の内訳は、気圧変動等による潮位異常と波浪によるセットアップである。図 6.3.14 は、波浪セットアップのない八戸港内の潮位偏差と気圧変動の相関の一例を、また図 6.3.15 は有義波高と波浪セットアップ量の関係を示している³⁾。潮位偏差は、 h がゼロとなる時刻における河口水位 h_1 と八戸港における予報天文潮位 h_3 の差から求めることができる。

一方、上流側の条件である淡水流入量 Q_i については、主要 6 河川において、 H - Q 関係式を用いて推定されている。そこで、湖水位の記録と上記により復元された Q_0 の時系列から淡水流入量を推定し、観測流量の合算値との相関を調べたところ図 6.3.16(a) となった。すなわち、流入量の観測値にはかなりの誤差が含まれる。そこで次式を仮定し回帰分析を行った。

$$Q_i = a_1 q_1 + a_2 q_2 + a_3 q_3 + a_4 q_4 + a_5 q_5 + a_6 q_6 + a_7 q_7 + a_8 q_8 \dots \dots \dots (6.3.14)$$

ここに a_m は回帰係数、 $q_m (m=1 \sim 6)$ は主要 6 河川流量計測値、 a_7 は湖内直接降雨、 q_8 は 1 である。回帰分析から求められた回帰式を用いると、実際の淡水流入量が図 6.3.16 (b) のように求められた。紙面の制約のために割愛するが、他の水理項目間の相関についても調べられ、その結果を用いて過去 18 年間の水理データが全て補正及び復元されている。詳細は文献 6) を参照していただきたい。このようなモニタリングデータの補正・復元は、

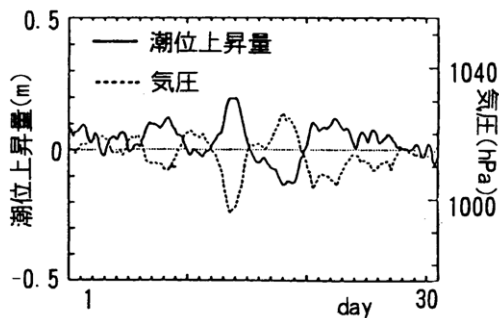


図 6.3.14 潮位偏差と気圧変動

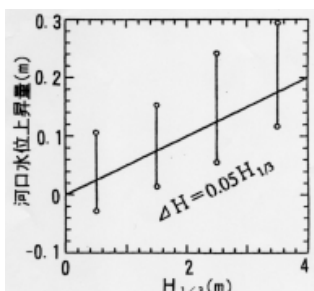


図 6.3.15 河口水位と波高

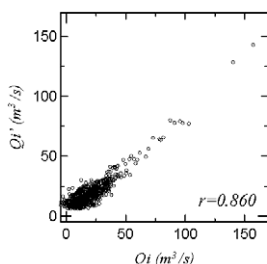


図 6.3.16 (a) Q_i と Q_0 の相関

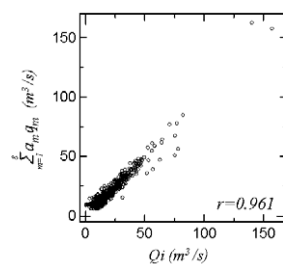


図 6.3.16(b) Q_i と $\sum_{m=1}^6 a_m q_m$ の相関

あらゆる調査の基本となるもので、常日頃から検討しておくことが望まれる。

2) 塩分進入の発生特性

小川原湖への塩分進入量は、高瀬川流量と平均塩分の積を時間積分することによって得られる。鶴田ら⁶⁾は、前述のようにして復元されたデータを用いて、高瀬川流量 Q_0 を推定する式を経験的に導いている。

順流時 ($Q_0 > 0$): $Q_0 = Q_m \{ 1 - \exp(-C \cdot h_2 / Q_m') \}$

逆流時 ($Q_0 < 0$): $Q_0 = i_1 \cdot h_2 + i_2 \cdot h_2^2 \cdot \dots$ (6.3.15)

ここに、 h_2 は湖水位 h_0 と河口外水位 h_2' の差、 C 、 i_1 、 i_2 は経験定数、 Q_m' は河口地形によって定まる最大順流量で、河口水位と湖水位の時系列から推定される。図 6.3.17(a) に Q_0 の時間変動の計測結果と推定結果の比較を、

図 6.3.17 (b) には、年間の日平均流量を湖水の連続条件から求めた結果と上述の式の時間積分から求めた結果の比較を示す。

一方、平均塩分濃度については、高瀬橋における塩分データから湖水と海水の混合率を整理し、図 6.3.18 に示すように累積逆流量 V からを近似的に求められることを示している。なお、図中の V_0 は河道の貯留体積で、湖水位の関数として求められる。図 6.3.19 は、この方法により計算された塩分と実測塩分の比較である。以上から、基本的には、高瀬川流量の時系列が得られれば、小川原湖への塩分侵入量及び湖内の塩分総量の時間変化を推定できる。図 6.3.20 は、湖内での塩分観測から推定された湖内塩分総量と、上述の方法で求められた結果の比較である。推定結果は実測結果をかなりよく表していることがわかる。

さて、この手法により求められた一日ごとの塩分進入量は、図 6.3.1 に示すように、多分に確率的である。すなわち、大規模な塩分進入は、たまたま湖水位が低く、たまたま大潮で、たまたま低気圧が通過したために高潮気味であった、というようなアクシデントの組み合わせで生じるからである。そこで、この確率性のもととなる淡水流入量 Q_i と潮位偏差 h_2 の復元時系列に対して ARX モデルを適用して 100 年間の擬似時系列を発生し、長期間における塩分進入量の規模と頻度が検討されている。この種の解析は長尾ら³⁾によって初めて行われたが、鶴田ら⁶⁾は最新のデータを用いてさらに詳しく解析している。

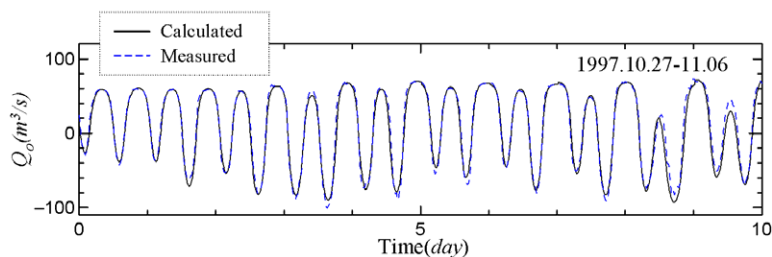


図 6.3.17 (a) h より再現した流量 Q_0

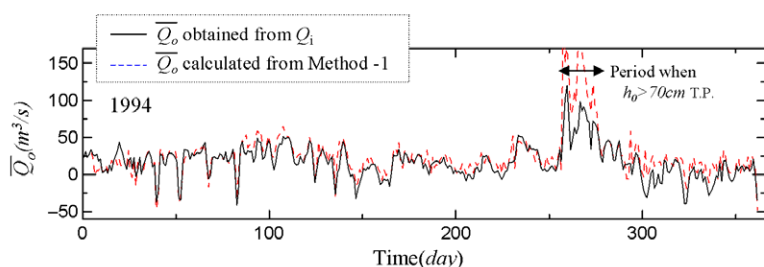


図 6.3.17 (b) \bar{Q}_0 時系列の再現結果

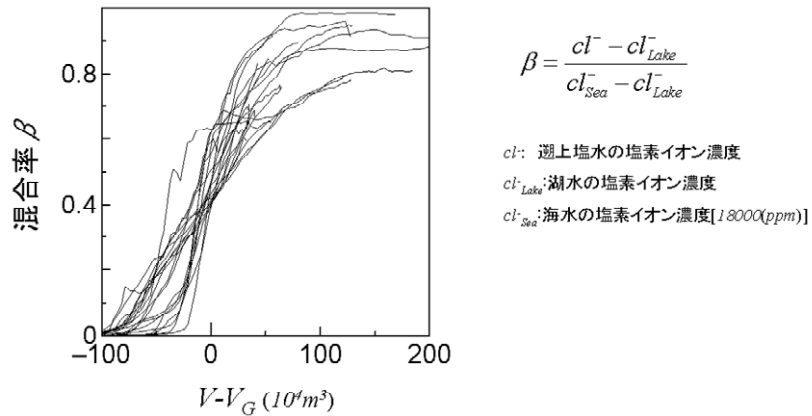


図 6.3.18 累積逆流量(V_G 補正)と混合率 の関係 (逆流時)

ARX モデルは次式を基礎式としている。

$$y_i = a_1 y_{i-1} + a_2 y_{i-2} + a_3 y_{i-3} + \dots + a_n y_{i-n} + \varepsilon_i \quad \dots \dots \dots (6.3.16)$$

ここに、 y_n は n 時間ステップにおける確率変数 y の値、 a_m は AR 係数、 ε_n は n 時間ステップで y に加えられる量である。ARX モデルでは ε_n を時間的相関性を持たないランダム変数と仮定し、ランダム性を利用した相関解析から AR 係数を算定した後に、残差として ε_n を逆算する。そして、 ε_n の確率統計的性質を分析し、その模擬時系列を計算機内に発生させ、”確率統計的な意味での”シミュレーションを行うものである。

6.3 小川原湖の水理・水質特性

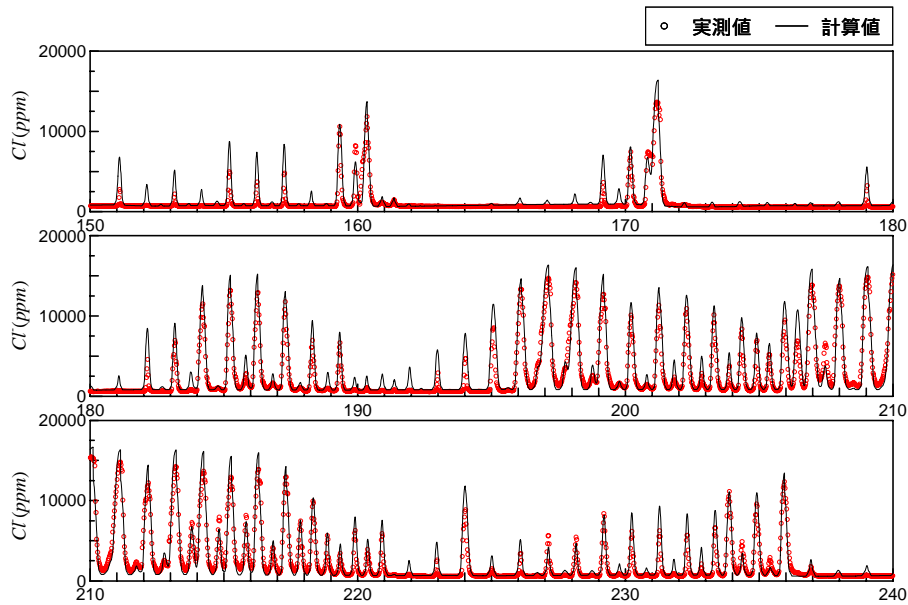


図 6.3.19 高瀬橋塩分時系列再現結果（実測流量 + 塩水遡上モデル）

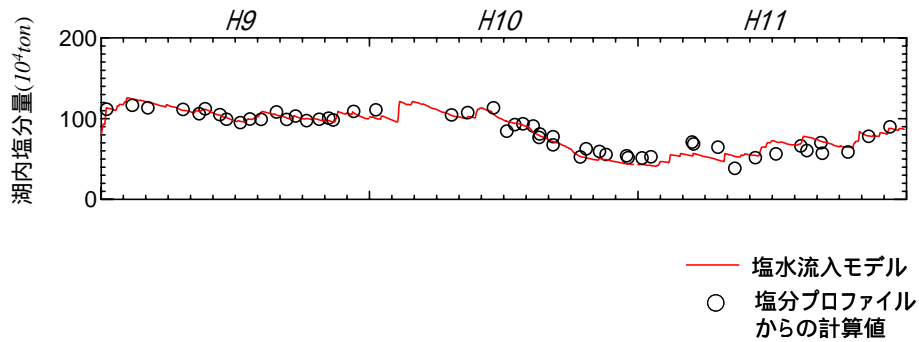


図 6.3.20 湖内塩分量の変化（平成 9 年～11 年）

図 6.3.22は潮位偏差の復元データの一例と確率的シミュレーションデータの一例を、図 6.3.23は淡水流入量の復元データの一例と確率的シミュレーションデータの一例を示している。どちらも確率統計的挙動が良く類似していることがわかる。図 6.3.24は、100 年間のシミュレーションデータから求められた塩分流入規模の年間超過頻度の期待値を示している。

6.3 小川原湖の水理・水質特性

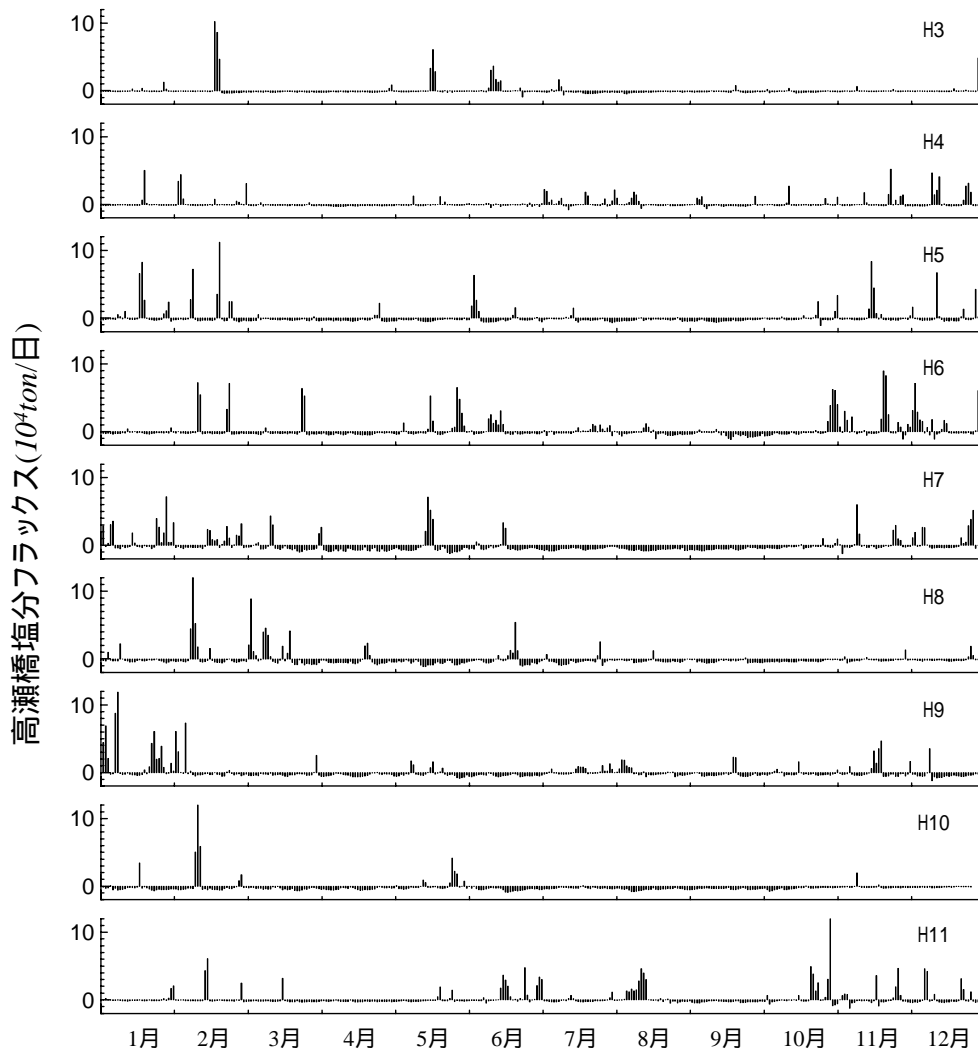
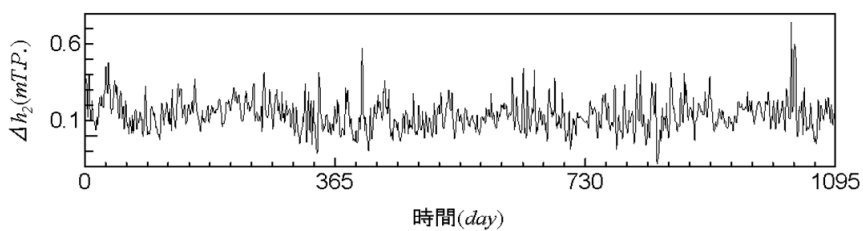
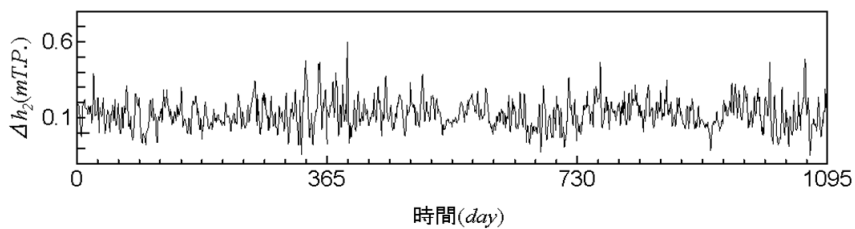


図 6.3.21 高瀬橋日塩分フラックス(平成3年~11年)



(1) 潮位偏差時系列



(2) 潮位偏差時系列(シミュレーション)

図 6.3.22 潮位偏差時系列の比較(平成9~11年)

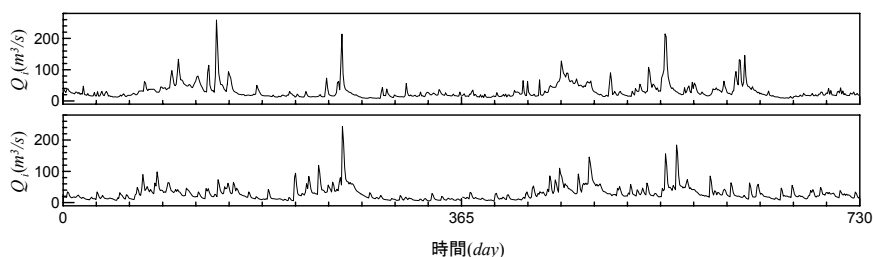


図 6.3.23 淡水流入量計算結果時系列

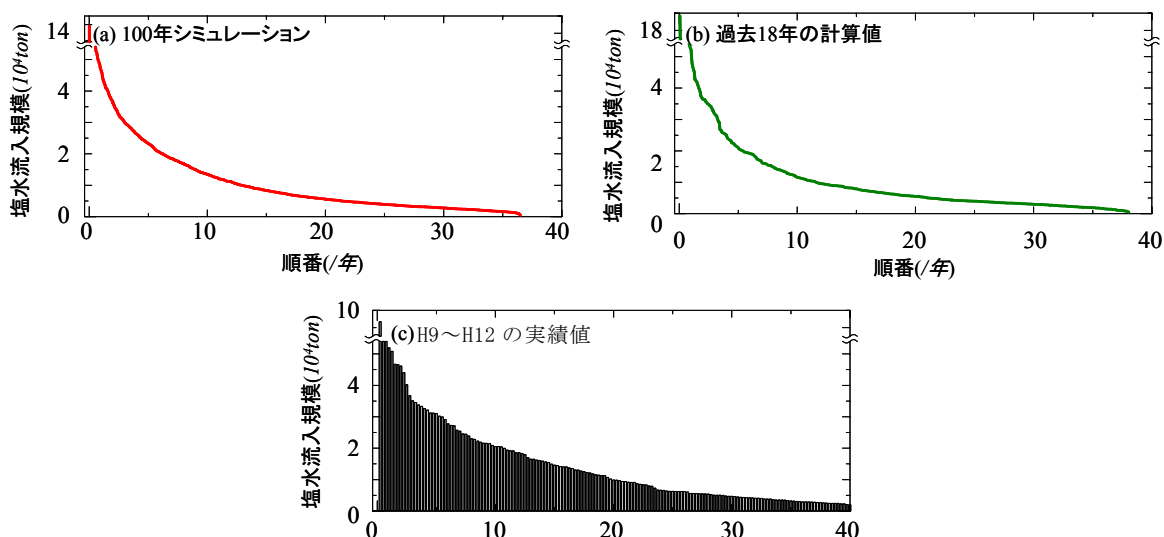


図 6.3.24 シジミ産卵期における塩水流入の発生頻度

3) 河口変動特性調査

図 6.3.25 に高瀬川河口の変遷を示す⁷⁾。河口処理がなされていなかった時代には、砂洲の発達と流失により河口地形は大きく変動し、河口閉塞もしばしば生じていた。昭和 39 年に左岸導流堤が建設されてからは閉塞することは稀になり、その結果として小川原湖に海水が浸入しやすくなった。実際、表層塩分は以前の 2 倍程度になっている⁷⁾。

小川原湖の貯水機能のために高瀬川の流量は平滑化され、また上記の導流堤の効果もあって、河口地形は通常の河川よりはるかに安定しているといえる。しかし、式(6.3.16)で河口地形の影響を経験的に表す変数 Q_m を導入したように、河口地形の変動が小川原湖への塩分進入に及ぼす影響は依然として存在する。しかし、河口部の右岸が米軍演習地であるため、測量が実施される頻度は少なく、また市販航空写真の該当部は公開されていない場合が多い。そこで最近、次のような 2 つの調査が試みられている⁸⁾。

一つは斜め写真を用いた河口開口幅の計測である。平成 13 年の 6 月から 2 週間ごとに計 13 回、河口から上流約 1.2km の左岸側にある比高約 5m の微高地から、写真 6.3.1 に示すアングルで河口部を撮影した。13 回のうち 5 回は、撮影とほぼ同時刻にレーザー距離計を用いて最小河口幅を計測した。写真上の構造物を基準として局所座標を設定し、写真 6.3.1 に示すように”河口開口幅指標”を定めた。

実測した最小河口幅と河口開口幅指標の相関を図 6.3.26 に示す。両者には非常によく相関があるので(相関係数: 0.995)、以後はこの相関式を用いて最小河口幅を求めた。

ただし、撮影時刻における水位は毎回異なる。そこで図 6.3.27 に示す最新の測量結果から、右岸砂州の勾配 (2.2°) を求め、T.P.0m の時の幅に換算した。計測結果を図 6.3.28 の上段に示す。下段には小川原湖水位 h_0 とむつ小川原港での有義波高 H を示す。6月上旬に h_0 がステップ的に増大すると、少し遅れて開口幅が漸増している。また9月から10月の出水時にも開口幅が増加している。しかし全体的には、開口幅は $50\text{m} \pm 10\text{m}$ の範囲にあり、通常の河川に比べて安定していることがわかる。

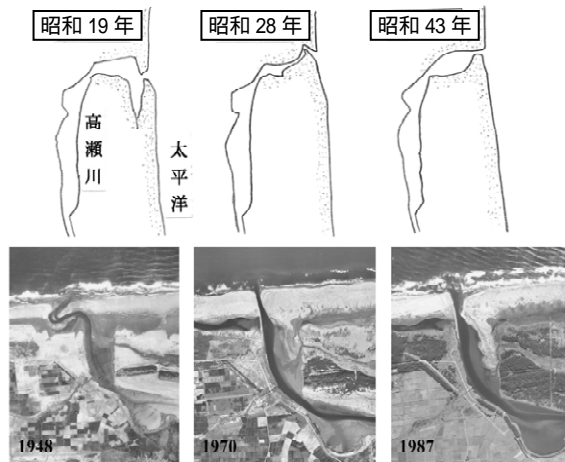


図 6.3.25 河口地形の変遷



写真 6.3.1 河口計測の座標設定

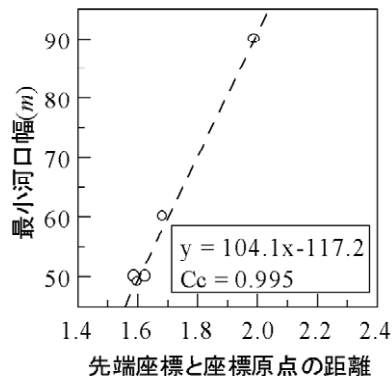


図 6.3.26 河口幅と座標の相関

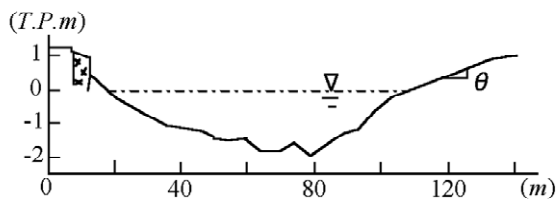


図 6.3.27 河口断面形状(平成 13 年)

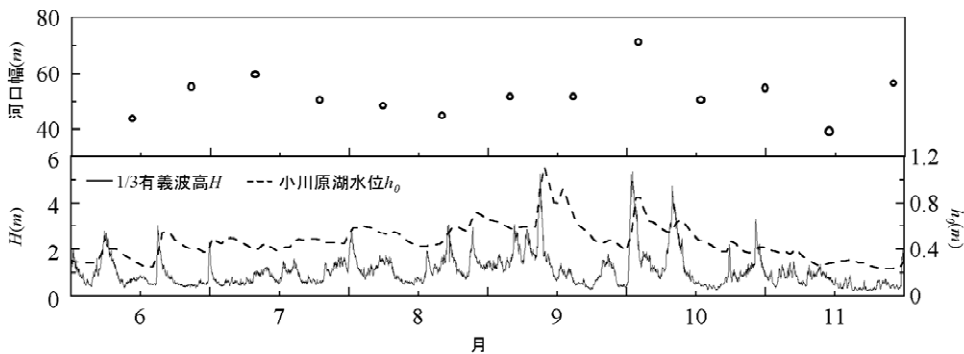


図 6.3.28 河口幅の時間変化

いま一つは、河口水位記録を利用した河床高変動の調査である。図 6.3.29の上段に河口内水位 h_1 と八戸港実測潮位 h_3 を、下段にむつ小川原港の有義波高 H を示す。

$H < 1$ m の期間では、高潮時には h_1 と h_3 はほぼ一致しているが、低潮時には $h_1 > h_3$ となる。これは、開口部の河床が障害となり、潮位が下がっても河口内水位が追従できないためである。したがって、低潮時の h_1 と h_3 の関係を調べることで河床高変動に関する情報が得られると考えられる。なお、波高が増大すると波浪セットアップにより河口内水位が上昇するので、図 6.3.30に示すデータをもとにセットアップ量を差し引いた。

潮位 h_3 が T.P. -0.4m の時の h_1 を「河床高指標」と定義した。この値の季節変化の例を図 6.3.31の上段に示す。下段には小川原湖水位 h_0 とむつ小川原港の有義波高 H を示している。河床高指標は、2月上旬、3月中旬、4月下旬などにおける H の増大の後に増加する傾向が見られる。 H のピークとの対応を見ると、多くの場合、 H の増大に伴い一時的に増加し、その後減少に転じている。

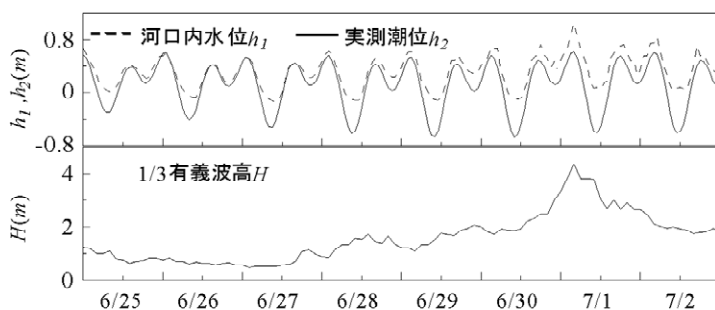


図 6.3.29 河口内水位に対する波浪の影響

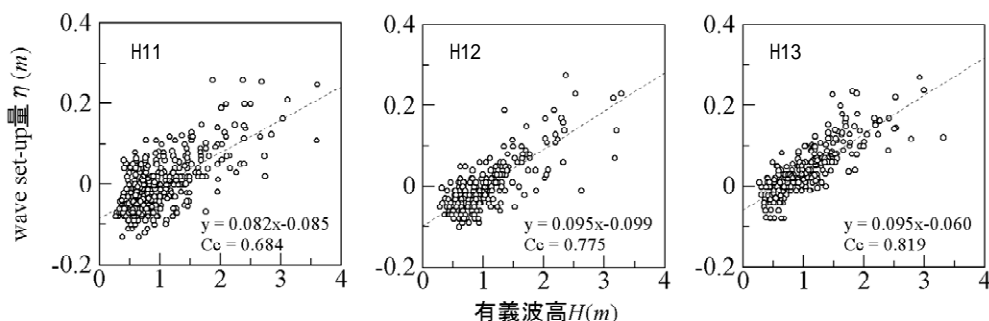


図 6.3.30 有義波高とセットアップの相関

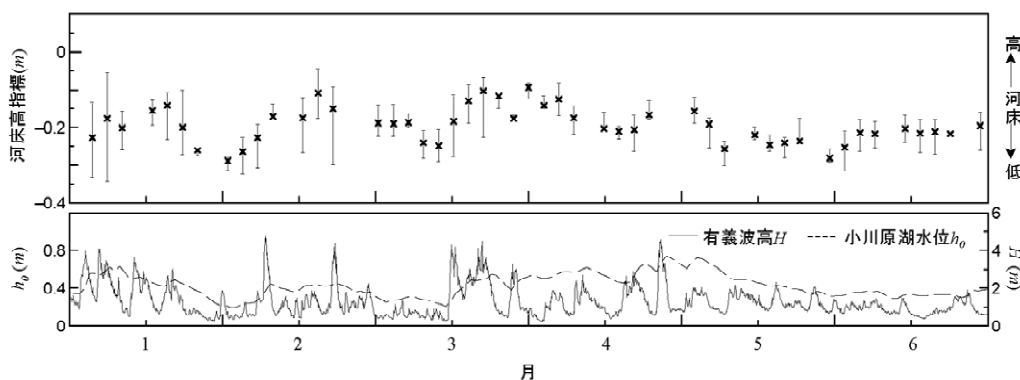


図 6.3.31 河床高指標の時間変化

これは波浪によって沖から運ばれた砂が河口部に堆積した後、徐々に洗掘されるためと考えられる。また4月上旬や5月上旬など小川原湖水位 h_0 が比較的高い時期には、河床高指標は減少している。これは河川流の作用により、堆積土砂がフラッシュされているためと考えられる。図 6.3.32は、河床高指標の増大と減少が有義波高と河川流量に依存する様子を示している。

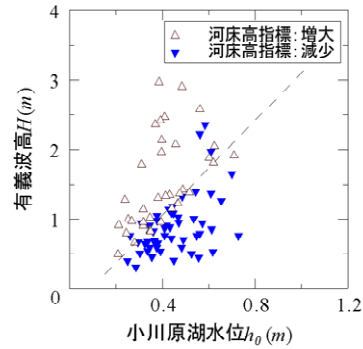


図 6.3.32 河床高指標の増減特性

以上から、高瀬川河口の変動は次のような特徴を持っているといえる。高瀬川の流量は小川原湖により平滑化されるので、左岸導流堤建設後の河口の平面地形は安定している。実際、観測期間における開口幅は $50\text{m} \pm 10\text{m}$ であった。一方、河床高は波浪や河川流量の変化に伴い変動しているようである。これらのことから、高瀬川河口の地形変動は、砂州の伸縮という平面的動きよりも、河床高変動という鉛直的動きが卓越している可能性がある。また地形変動に対して沿岸漂砂よりも岸沖漂砂が支配的ではないかと考えられる。

4) 湖口浅瀬での流動

高瀬川の湖口の地形を図 6.3.33に示す。北岸沿いに水深2m前後の舟通しが開削されており、その南側には0.5~2mの浅瀬が約1.5kmにわたって広がっている。この浅瀬には小川原湖の主要な水産資源であるヤマトシジミが豊富に生息し、後に述べるように重要な産卵場所になっている可能性がある。一方、国土交通省の治水計画には、この部分を掘削して放水路への疎通能力を増大することが織り込まれている。そこで、この浅瀬における塩水流動の実態を捉えておくことは重要である。しかし、この水域は極めて浅い上に魚網がたくさん設置されているので、測定器を常設することは難しく、また舟を用いた観測も困難である。そこで、以下のような短期集中観測が、平成12年6月末から7月始めにかけての大潮期間に実施された。

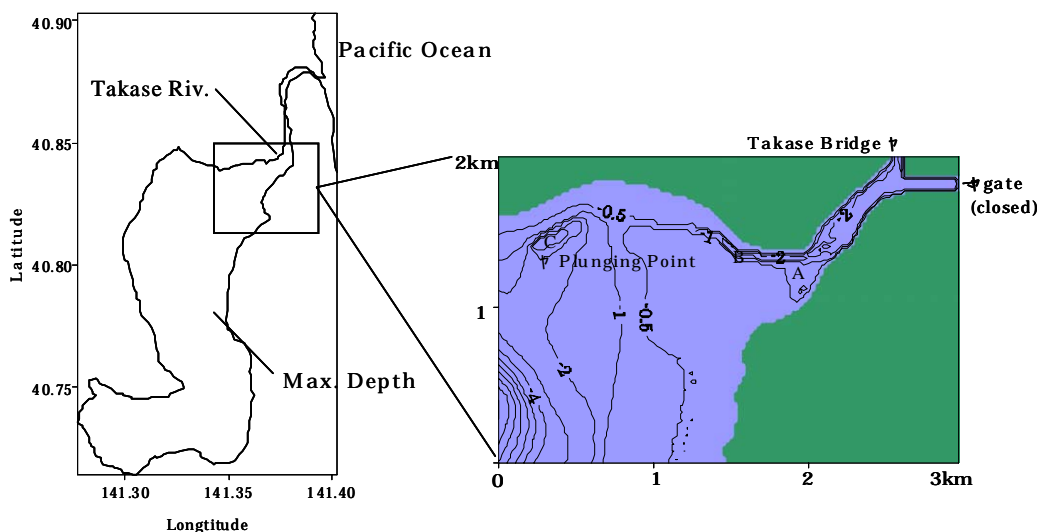


図 6.3.33 河口浅瀬の地形

湖内に進入した塩水の平面的な挙動を捉えるために、数地点において湖底上 10cm の高さに自記式塩分計を設置した(図 6.3.34の 印)。この季節には、浅瀬部の湖水温に比べて海水温が低く、塩水進入時には有意な水温低下が生じる。そこで水温計を 印の地点の湖底上 10cm と、印の地点の湖底上 10cm 及び水面下 50cm に、図 6.3.35に示す方法で配置した。図 6.3.36は、塩分計を設置した A~E 地点における海水進入時と湖水流出時の塩分と水温の相関である。これより少なくとも海水進入時には水温データから塩水挙動を推定できることがわかる。

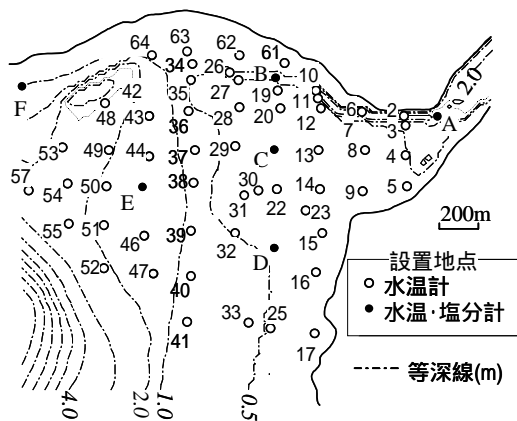


図 6.3.34 湖口付近の等深線図

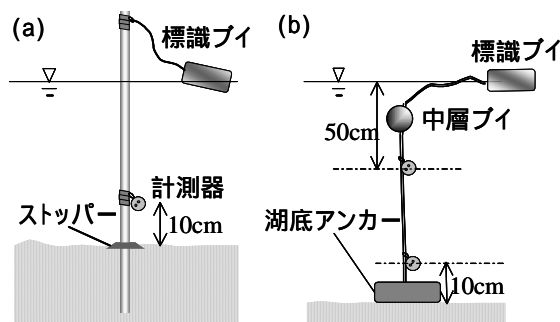


図 6.3.35 計測器設置方法

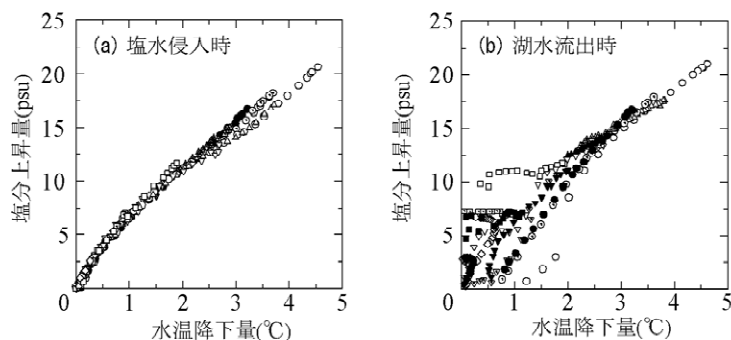


図 6.3.36 水温と塩分の相関

図 6.3.37は、観測期間中最も規模の大きかった 7/3 の塩水進入状況である。図中の実線は湖底上 10cm の塩分の等値線である。湖内に侵入した塩水は、まず舟通しに沿って進むが、徐々に浅瀬に広がっていく。図 6.3.38の下段は A 地点及び E 地点(図 6.3.34参照)における塩分記録である。また上段は高瀬橋の流量で、マイナスが塩水遡上、プラスが湖水流出を示す。湖口近くの A 地点の塩分は、塩水遡上開始後 2 時間で上昇を始め、湖水流出に転じると急速に低下する。これに対して浅瀬の際の E 地点では、湖水流出後も通常より高い塩分が一昼夜近く継続している。

浅瀬で高塩分が長時間継続する理由は以下のように推定された。図 6.3.39は B 地点と E 地点の表層及び底層の水温変化と底層の塩分変化を示している。どちらの地点でも塩分の上昇期には表層と底層の水温が同じであることがわかる。すなわち塩水進入は全層的に生じている。一方、湖水が高瀬川に流出し始める 6:00 以降は表層と底層の水温が異なっていることから、湖水流出時には二層流的な状態が出現し、湖底付近に高塩分の層が滞留している可能性がある。そこで、6.3.1(4)で述べた計算モデルを用いて以下のように検討した。

6.3 小川原湖の水利・水質特性

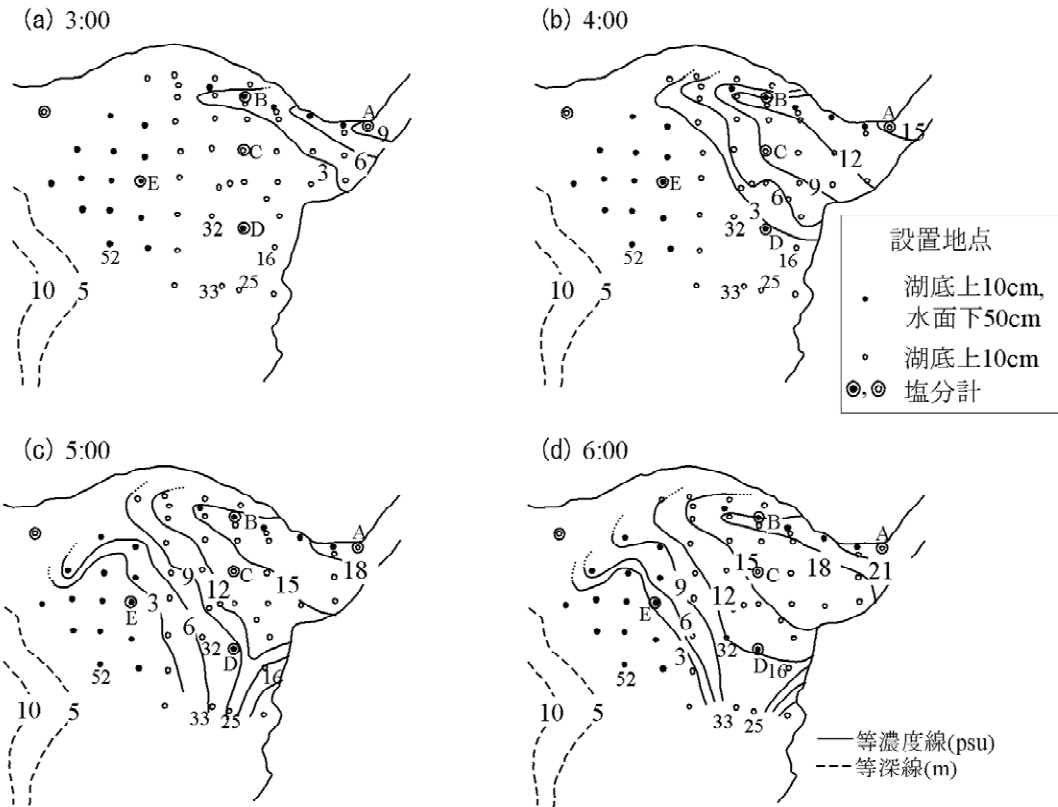


図 6.3.37 海水侵入の様子(平成 12 年 7 月 3 日)

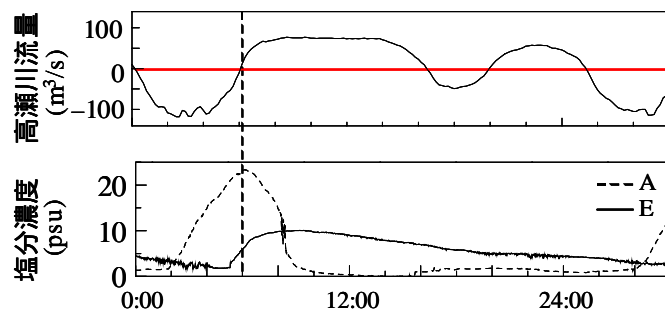


図 6.3.38 高瀬川流量と A,E 地点の塩分変化

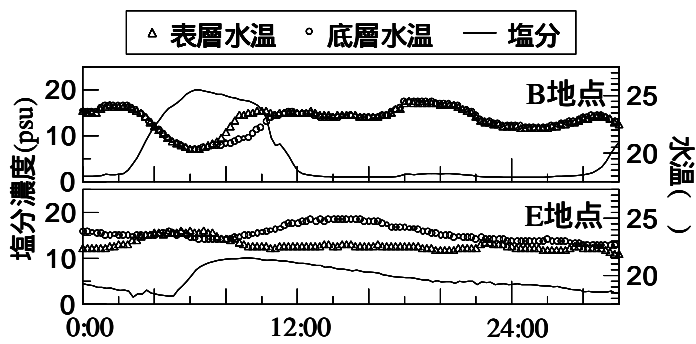


図 6.3.39 B,E 地点における水温・塩分時系列

計算領域は小川原湖北東部の湖口周辺とした。水平方向のグリッドサイズは浅瀬付近では 25 ~ 50m、沖合いでは 50 ~ 100m とした。鉛直方向のグリッドサイズは 5cm ~ 1m の範囲とした。計算時間ステップは 60 秒である。流入条件は高瀬橋地点でモニタリングされている流速・塩分データから与えた。一方、沖合い境界条件(西側と南側)の流速を厳密に与えることは難しいので、塩水進入に伴う湖水面の上昇が近似的に一樣と仮定し、沖合いでの平均流速を連続条件から計算して与えた。また、湖水流出時に沖合いから計算領域に入る湖水の塩分は 1psu とした。湖内の初期流速は静止状態とし、初期塩分は現地観測結果より与えた。なお、湖水の密度は塩分のみの一価関数として計算した。

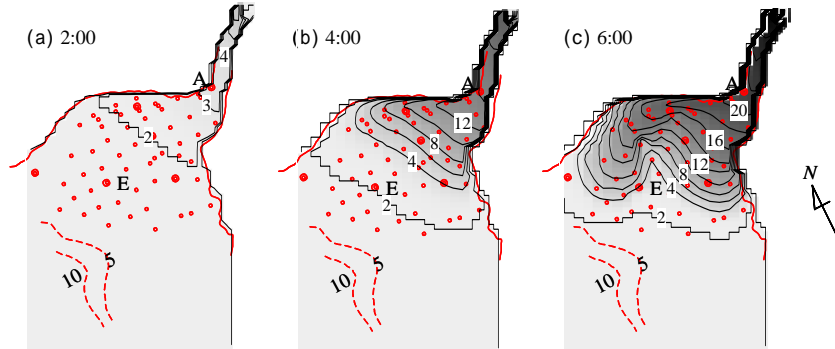


図 6.3.40 海水侵入の様子(計算結果)

図 6.3.40に塩水進入状況の計算結果を示す。(b)は図 6.3.37の(b)に、(c)は図 6.3.37 (d) に対応する。塩水が北岸沿いの舟通しから進入していき次第に浅瀬に広がっていく様子は、観測結果と概ね一致している。進入ピーク時にあたる 6:00 の塩水進入範囲及び塩分レベルも概ね再現されている。図 6.3.41は A 及び E 地点における湖底直上の塩分変化の計算結果である。(図 6.3.38に対応) E 地点の塩分レベルは実際より若干低めにでているが、A 地点の塩分が塩水進入終了とともに低下するのに対し、E 地点では高塩分が長時間継続する傾向は観測結果と一致している。

12:00 における E 地点の流速・塩分分布を図 6.3.42に示す。+ の流速が湖口方向、- が湖沖方向である。E 地点では二層状態が形成されており、上層では塩分の低い湖水が湖口に向かって流れ、下層では塩分の高い水が逆方向にゆっくり流れている。その結果として、浅瀬湖底で高塩分が長時間継続したと考えられる。6.3.4 で述べるように、この現象はヤマトシジミの産卵にとって重大な意味がある。

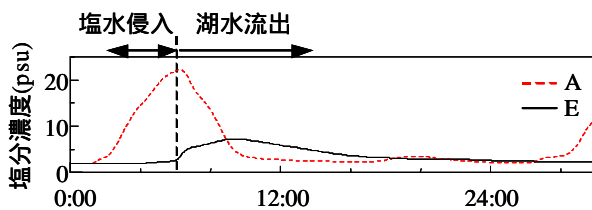


図 6.3.41 A, E 地点の塩分時系列 (計算結果)

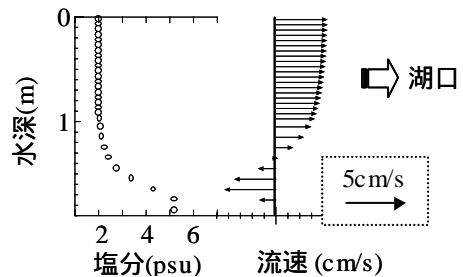


図 6.3.42 E 地点における塩分・流速の鉛直プロファイル

5) 傾斜ブルーム

周囲より密度の大きな流体が斜面を流れ下る現象を傾斜ブルームという。傾斜ブルームは自然界のいろいろの局面で発生し、熱輸送や物質輸送に貢献している。小川原湖では、湖口浅瀬をオーバーフローした塩水が斜面で傾斜ブルームを形成し、湖水を連行して薄まりながら湖盆部に到達する。ブルームの形成区間は約 1.5km、塩水層の厚さは最大 1m 程度、幅は数 100m に及ぶ。なお、この斜面の傾斜は約 0.25° である。

石川ら¹³⁾が平成 9 年に行った音響観測の側線位置を図 6.3.43 に示す。傾斜ブルームは斜面の低いところ伝って流れるが、同時に水底を洗掘し、河川と同じように流路が形成される。小川原湖の傾斜ブルームの流路は 2 本あるが（図の等深線が上に凸になっている所）、東（右）側が主流であることが過去の調査¹²⁾でわかっている。図中の地点 B の湖底近くに電磁流速計と水温計を、他の地点の湖底近くに水温計を設置し、傾斜ブルームの通過を観測した。また、音響測深器を取り付けた船を一定速度で走行させ、成層状態の音響イメージを連続的に得た。

図 6.3.44 に、観測の行われた期間の湖水位と潮位(a)、及び高瀬橋地点における上下層の塩分(b)の時系列を示す。また図 6.3.45(a) に、B 地点における電磁流速計の計測結果を、(b) に縦断方向 3 測点における湖底での水温変化を示す。各日とも、引き潮が始まって 2~3 時間後に南西向きの流れが強くなっている。これが傾斜ブルームのフロントの到達を示している。この時の最大流速は 20cm のオーダーで、比較的小型であった。

フロントが通過すると水温が 5 近く上昇している。すなわち傾斜ブルームの塩水温は湖底水温に比較してかなり高い。浅瀬を通過した塩水は表層湖水と混合するので水温が高くなる。一方、傾斜ブルームが安定的に発生する 10m 以深は水温躍層以下にあるので、表層より水温が低いのである。水温の立ち上がり時間は地点ごとに時差があり、その差からフロントの移動速度を推定することができる。その結果を表 6.3.3 に示す。いずれのケースでもフロント移動速度は最大流速の 70% 程度になっている。この性質は他の期間の観測においても同様であり、また多くの密度流現象のフロント移動に概ね共通した性質である。

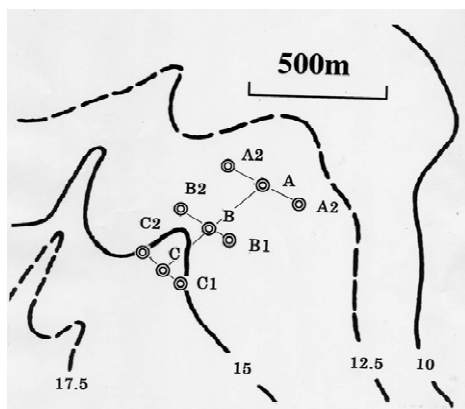


図 6.3.43 傾斜ブルーム観測測線(平成 9 年)

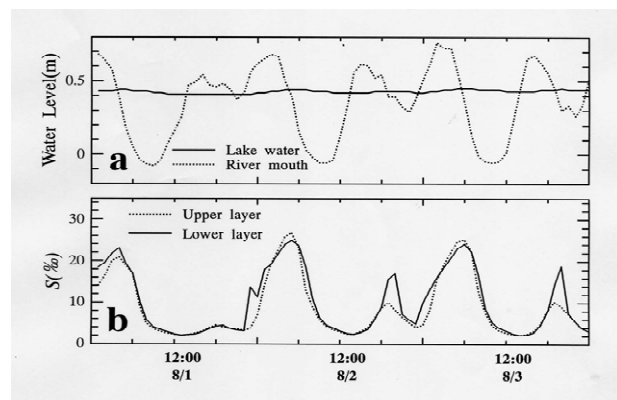


図 6.3.44 観測期間の水位と塩分(平成 9 年)

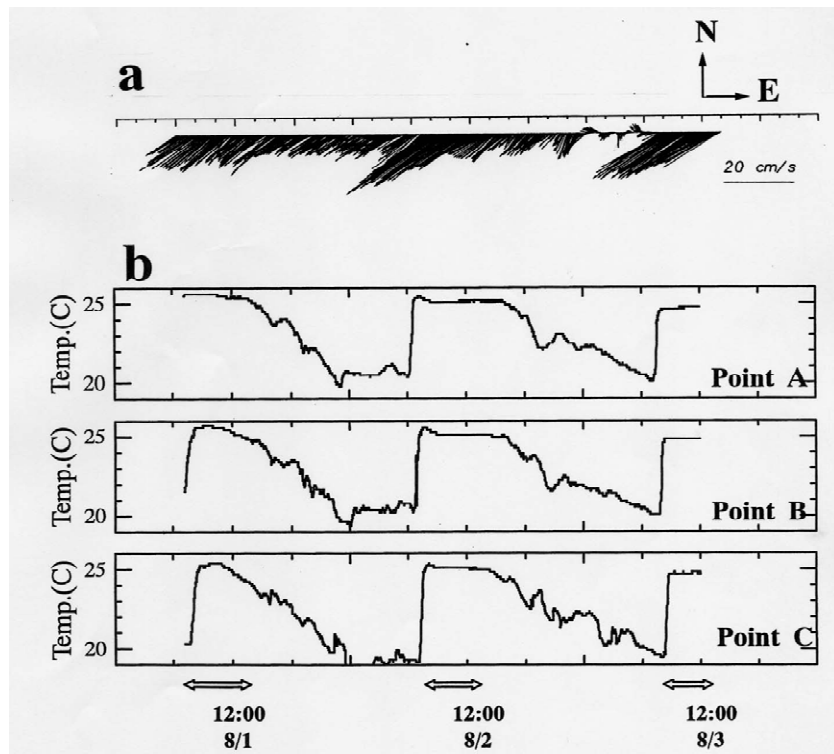


図 6.3.45 傾斜プルーム通過に伴う流速・水温変化

表 6.3.3 フロント移動速度

	Time-lag Between A-C (min)	Averaged Front Speed Between A-C (cm/s)	Averaged peak value of ECM at B (cm/s)
8/1	83	11	15
8/2	48	19	25
8/3	57	16	22

横断面内の音響データの一例をCTDデータとともに図 6.3.46に示す。両方のデータに矢印を付した数字が記入してあるが、これらは同一の場所を示している。音響画像の濃淡は、音響反射強度の空間分布を示している。水面付近の黒い帯は、水面からの副次的反射であり、独立した点は魚影である。また水深 15m 付近で白黒がはっきり識別できる部分が湖底面を示す。湖底面の下にある同様の形のエコーはサイドローブによるものである。水深は地点 B で最大であり、両岸に向かって緩やかに浅くなっている。水中に連続する明暗が成層状態を反映している。矢印、 \bullet 、 \circ は (驚いたことに) 0.1 程度の水温変化に対応した密度成層である。 \square は 0.3% 程度の塩分変化による密度躍層に対応する。CTD で得られた傾斜プルームの厚さは 50cm 程度であり、その密度界面は矢印 \bullet の弱い暗線に対応する。実際、この線は湖底の傾斜に沿って右あがりになっており、CTD データからわかる密度界面の傾きに一致する。図 6.3.47に、縦断中心線に沿って撮られた音響画像を示す。傾斜プルームの密度界面は、湖底の縦断形状にしたがって上下に波を打っている。ただし、平均的層厚には大きな変化はない。この波は、開水路で射流が生じた際に水面に見られる定在波とほぼ同じ性質を持っていることが確かめられている。

6.3 小川原湖の水利・水質特性

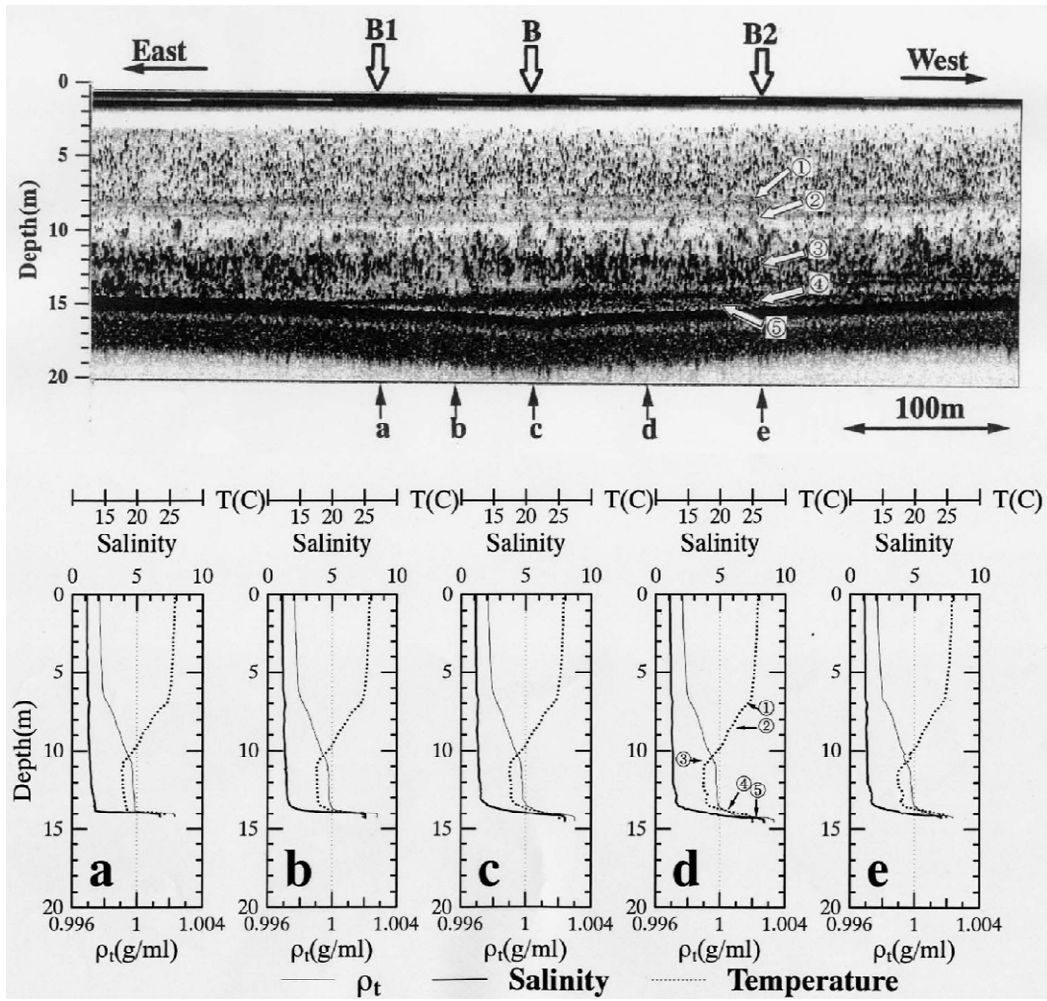


図 6.3.46 音響データとCTDデータの対応

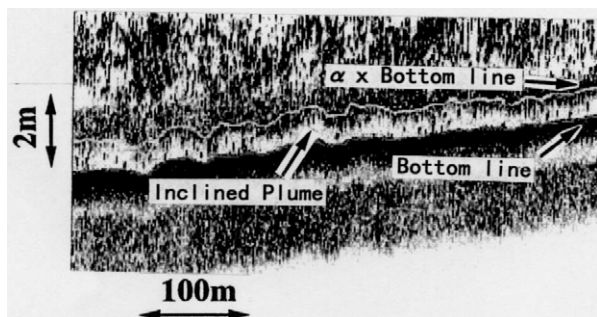


図 6.3.47 傾斜プルームの縦断形状

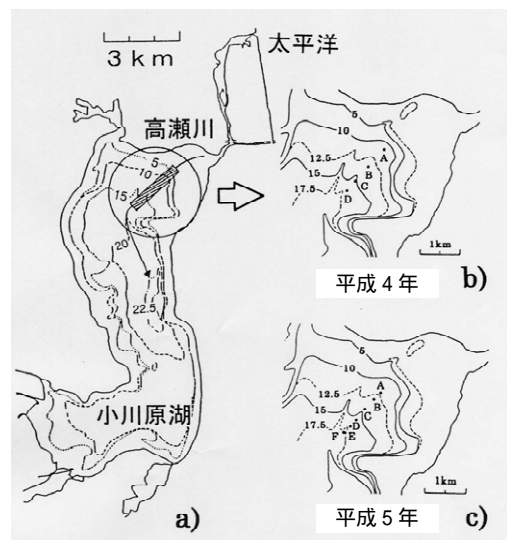


図 6.3.48 傾斜プルーム計測位置 (平成4年・平成5年)

傾斜プルームの連行速度（希釈速度）を求めるための観測は10回程度企画されているが、ここでは長尾ら¹²⁾が平成4年に実施した観測結果を紹介する。この年は、図6.3.48に示すように、縦断的な側線のみが設定された。A、B、Cの3地点の湖底から50cmの位置に電磁流速計を設置し、また全地点にサーミスタチェーンを設置した。また、4地点を舟で移動し、塩分・水温の鉛直分布を順次計測した。図6.3.49に、フロントが通過してしばらくたってからの塩分分布の縦断変化を示す。濃筋が下流に向かって漸減するので、塩水層厚は徐々に増加している。傾斜プルームは流下するにつれ希釈されるはずだが、この図では下流に行くほど塩分が増大している。これは現象が非定常なためである。図6.3.50に2地点の塩分の時間変化を示す。上流側のB地点で塩分が先に上昇し、ピーク値も大きい。しかしフロントが下流側のD地点を通過してからは、D地点の塩分が大きくなっている。

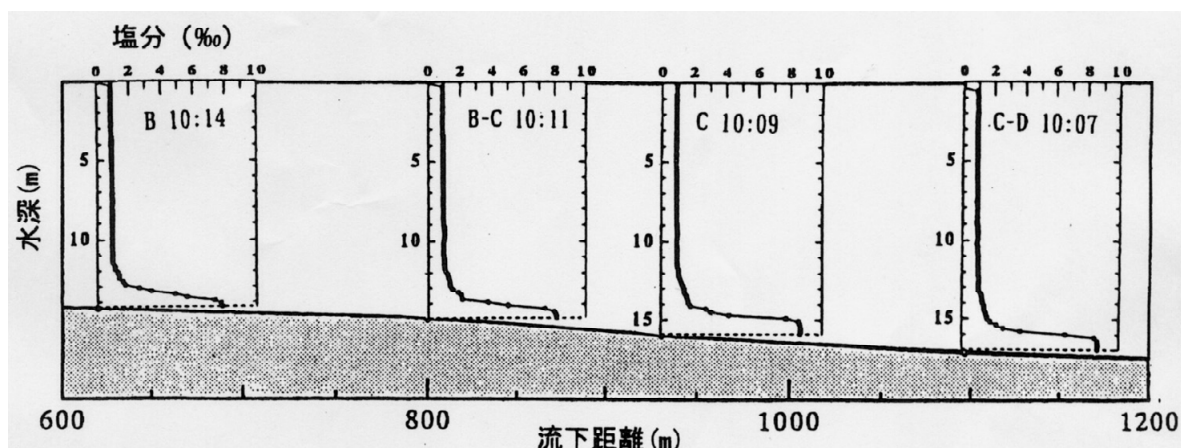


図 6.3.49 塩分分布の縦断変化

このような非定常流れの連行速度を求めるために、一次元の塩分保存式と連続条件式を用いた。

$$\frac{\partial(SA)}{\partial t} + \frac{\partial(QA)}{\partial x} = 0 \quad (6.3.17)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = WeB \quad (6.3.18)$$

ここに、 S は代表塩分濃度（ただし湖水の塩分濃度を差し引いた値）、 A は塩水層の断面積、 Q は塩水層内の流量、 B は塩水層の幅である。 We は塩水層界面で定義される連行速度である。これらを連立して変形すると、最終的に次式を得る¹²⁾。

$$E = \frac{We}{U} = \frac{\delta}{SU} \frac{DS}{Dt} \cong -\frac{\delta}{SL} D(S) \quad (6.3.19)$$

ここに、ここに E は連行係数、 L は二断面の距離、 δ は塩水層の平均厚さ、 $D(S)$ は二断面間の「代表塩分濃度のラグランジュ的増分」である。

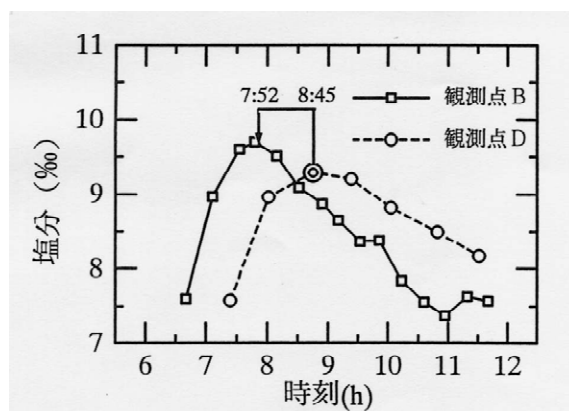


図 6.3.50 B・D地点の塩分変化

以上のようにして、4 ケースの計測結果が整理され、図 6.3.51 の が得られた。図中の実線は、既往の実験結果なども参考にして得られた経験公式で次式で表される。

$$E = 0.09 \cdot \exp(-5.0 \cdot Ri) \quad (6.3.20)$$

ここに、 Ri は Overall の Richardson 数である。なお、別途行われた詳細な流速計測から、次式で定義される対象斜面の湖底摩擦係数 C_D は 0.004 であった。

$$C_D = (u^*/U)^2 \quad (6.3.21)$$

ここに、 u^* は摩擦速度である。以上より、式(6.3.17)、(6.3.18)、(6.3.20)と一次元の運動方程式を連立することにより、傾斜ブルームの運動を追跡できる。

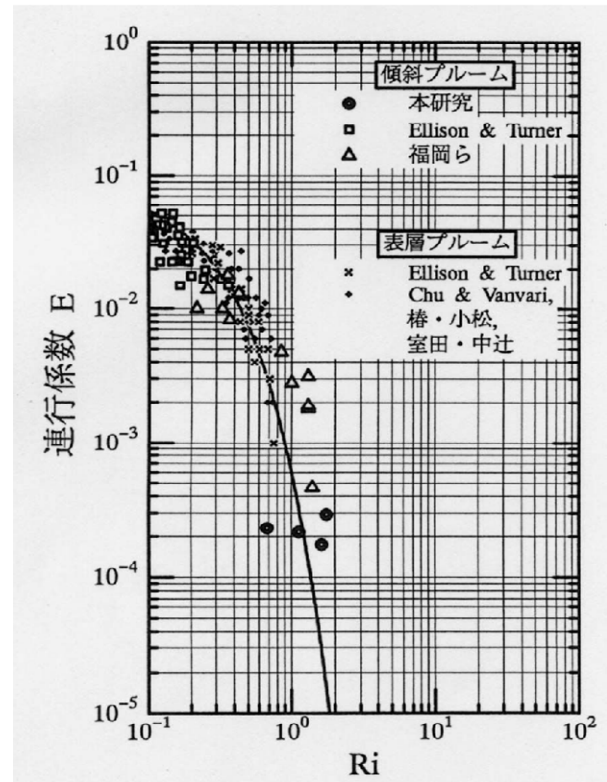


図 6.3.51 連行係数とリチャードリ数の関係

(2) 湖内流動に係る調査・解析

1) 風に起因する湖盆部の乱流と鉛直混合

湖盆部には達した塩水は、その密度に応じて中層または底層に進入し、塩分成層を形成する。図 6.3.5 に示したように、水深 20m 以下には海水の 1/3 程度の比較的濃い塩水が貯まっている。しかし、この塩水は密度的にかなり安定しており、上部の水と混合することはあまりない。流入した塩水の多くは、この滞留塩水より密度が低いいため、その直上から中層にかけて進入する。一方、夏季には水深 10m 付近に水温成層が形成されるため、成層化した進入塩水は、風などの擾乱を直接的には受けない。しかし、大風によって表層水の吹き寄せあるいはセイシュが発生すると、流体内部のせん断によって中層にも乱れが発生する。このため鉛直混合が生じ、塩分は上方に拡散される。また秋に水温躍層が破壊されると、中層と上層が一体化するので、塩分は表層に輸送される。

西田ら¹⁴⁾は、水温成層が発達している時期に、風によって誘起される流れと内部せん断の発生の様子、及び鉛直混合について調査を行っている。小川原湖最深部付近にアンカーと水中ブイでロープを鉛直に立ち上げ、21m の水深に ADCP を上向きに設置し、底から水面まで 1m おきに自記式水温計または自記式塩分計を取り付けた。この装置により平成 10 年 7/28 ~ 8/20 にかけて、中層及び表層の水平流速と水温成層構造の変化を連続計測した。また、この期間内に CTD による成層構造の計測も数回実施している。図 6.3.52 に計器設置の様子を、図 6.3.53 に観測開始時の成層状態を示す。

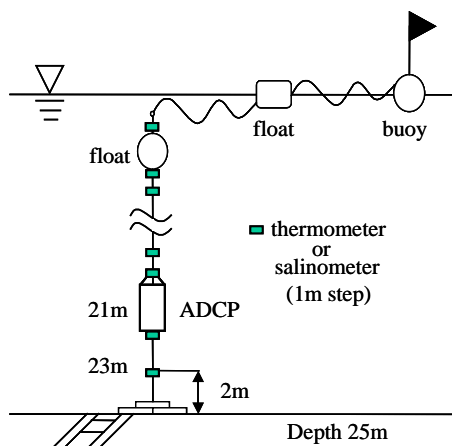


図 6.3.52 湖盆部流速観測装置(平成 10 年)

図 6.3.54に風向風速、水温分布、各層の流速の経時変化を示す。8/7 と 18/15 に風速 10m を越える東風が吹いた。これに伴い吹き寄せによる成層傾斜および内部セイシュと思われる変動がみられる。また風が吹き止んだあとも等水温線がもとの位置に戻っていないことから、中層から表層への連行が生じたものと考えられる。図 6.3.55には水深 10m における水温変動のパワースペクトルを示す。 $1.3 \times 10^{-5}\text{Hz}$ (周期 21 時間) と $5.7 \times 10^{-5}\text{Hz}$ にピークがみられるが、前者は、湖形状と成層状態を簡略化して計算される南北方向の内部セイシュの周期(26 時間)に近い。一方、後者は東西方向の内部セイシュによるかもしれない。

このような内部セイシュは、内部せん断を伴う。例えば、図 6.3.54(c)の流速図において、8月8日には水深 10m 付近で上下に位相が異なっている。また 8/16 には水深 15m 付近で上下に位相が異なっている。このことは水平面内の内部せん断の発生を示唆している。図 6.3.54は、前半の強風に伴う内部せん断の発生状況を、ADCP データをもとに鉛直速度勾配の時空間分布として示したものである。吹送流の発達段階では、水面の風応力により表層でせん断が発達し

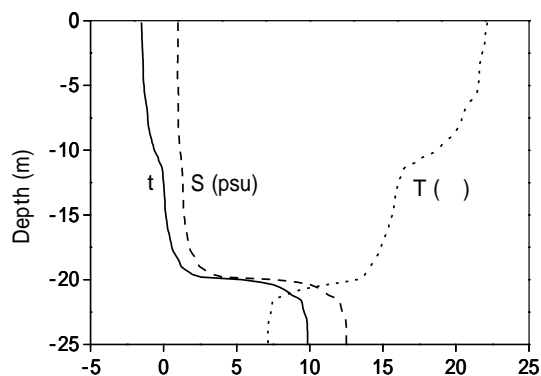


図 6.3.53 観測開始時の成層状態(平成 10 年)

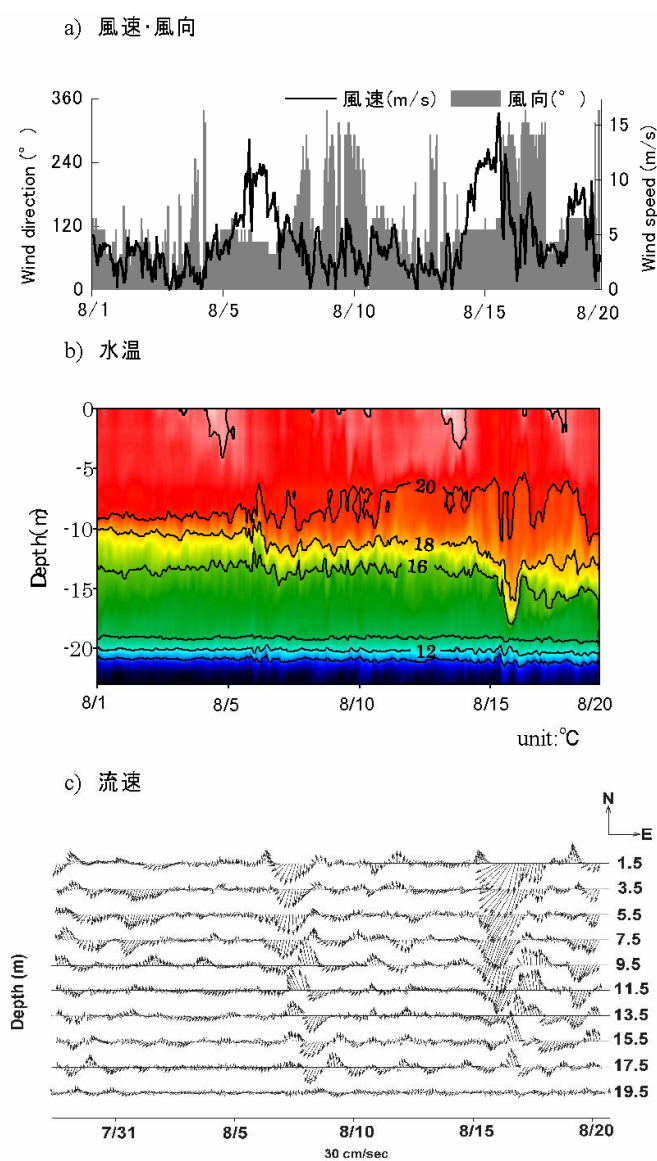


図 6.3.54 強風に伴う湖盆部の流れ

ていたが、時間の経過とともにせん断域は下方に広がっている。風が減衰すると内部セイシュが発達するので、水温躍層付近で表層より大きなせん断が生じていることがわかる。このせん断領域は、時間の経過とともに上方に広がっている。その後、深部の塩分躍層付近にも強い内部せん断が発生し、同様に上部に伝播している。

内部流動に伴う局所的せん断不安定は鉛直混合を活発化させるが、その指標となる局所 Richardson 数は次のように定義される。

$$Ri = (-g/\alpha) (d\alpha/dz) / (du/dz)^2 \dots (6.3.22)$$

図 6.3.57に Ri の時空間分布を示す。せん断不安定の出現可能条件は $Ri < 0.25$ であるから、黒く塗られた領域では鉛直混合が盛んに生じている可能性が高い。ここで注目すべき点は、風の影響を直接受ける表層だけでなく、中層や底層直上でもせん断不安定が生じることである。その原因は内部セイシュであると考えられる。結果として、中層及び底層直上に流入した塩水は上方に輸送されと考えられる。

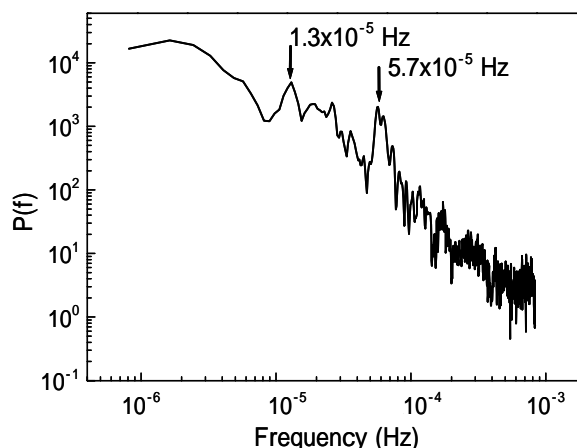


図 6.3.55 水温変動のパワースペクトル(10m)

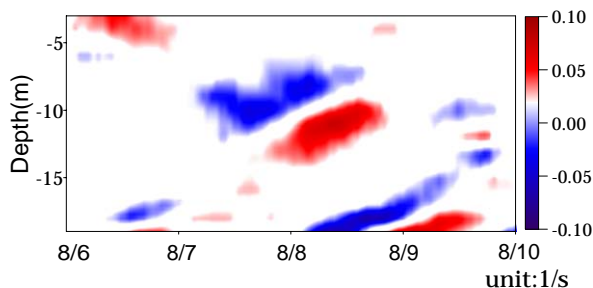


図 6.3.56 内部せん断の発生状況
2)湖上風の分布と吹送流

前節に述べた流れの構造は、湖深部における鉛直一次元的なものである。湖全体としては陸地に囲まれているので“還流”が生じる。この還流は、湖内の物質流動を大きく支配する因子である。湖面上の風は周囲地形の影響により空間分布を持つ。吹送流はこの風の非一様性の影響を強く受ける。したがって、湖での物質輸送を考える際には、風場の空間分布を把握しておく必要がある。

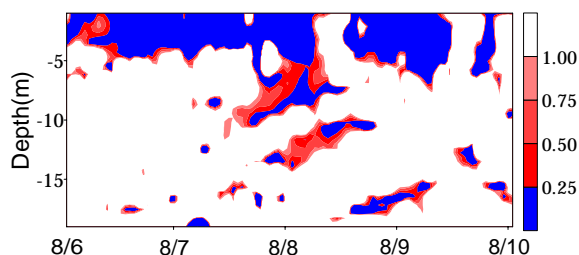


図 6.3.57 リチャードソン数の時空間分布



写真 6.3.2 漁船に設置した風向風速計

6.3 小川原湖の水理・水質特性

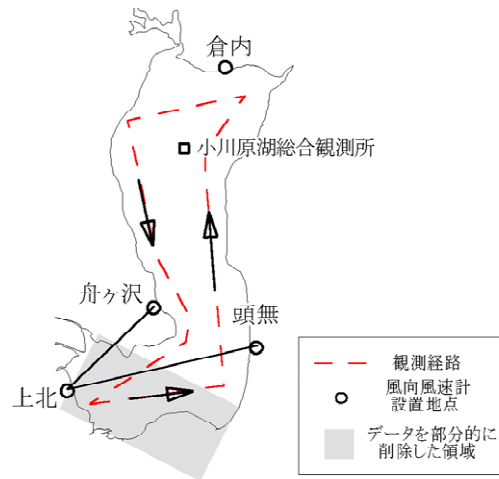


図 6.3.58 観測経路と風速計設置地点

鶴田ら¹⁵⁾は、夏季に代表的な南東風のもとでの湖上風分布を以下のようにして観測した。写真 6.3.2に示すように、風向風速計を小型漁船に固定し、湖内を走行して計測する。同時に GPS により舟の運動を計測し、風ベクトルから船速ベクトルを差し引くことにより、実際の風向風速を求める。船の走行経路は、図 6.3.58に示す反時計回りの周回コースを基本とし、東西方向に若干変動させた。一周に要する時間は約 1 時間 20 分であった。船を移動させながら計測するので、計測時刻は地点ごとに異なっている。したがって、計測値の変化が空間的变化なのか時間的变化なのか判断できない。そこで、湖岸の 4 地点に同型の風向風速計を設置し、全体的な風場の変化を観測した。設置地点を図 6.3.58に記入してある。ただし、湖岸の風は背後地形の影響を受けるので、これらの観測地は“風場の定常性”をチェックするためだけに用いた。

観測は平成 10 年 9 月 4 日から 7 日までであった。前半の 2 日間の風は弱く不安定であったが、後半の 2 日は南東の強風が比較的安定して吹いていた。9/6, 9/7 の地上計測値を図 6.3.59に示す。図中の“Round”は、船が一周する時間を示している。9/6 の最初のわずかの時間に上北と船ヶ沢の風が安定していないので、この時間帯の湖奥のデータは解析に使用していない。また船が進路を変える際にデータが乱れるので、それらも除外した。それ以外の船観測データを測定位置にプロットし図 6.3.60が得られた。Round ごとに若干の変動はあるものの、次のような明確な傾向が見られる。

6.3 小川原湖の水利・水質特性

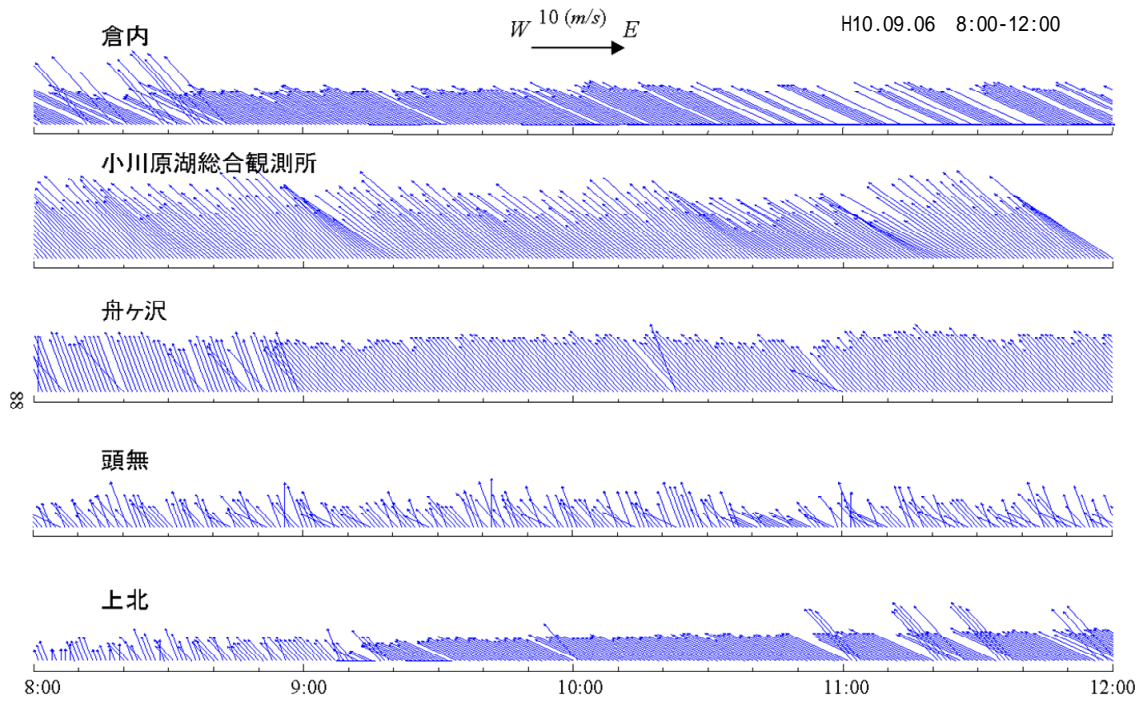


図 6.3.59 (a) 地上風の風向風速計時系列 (H10.09.06)

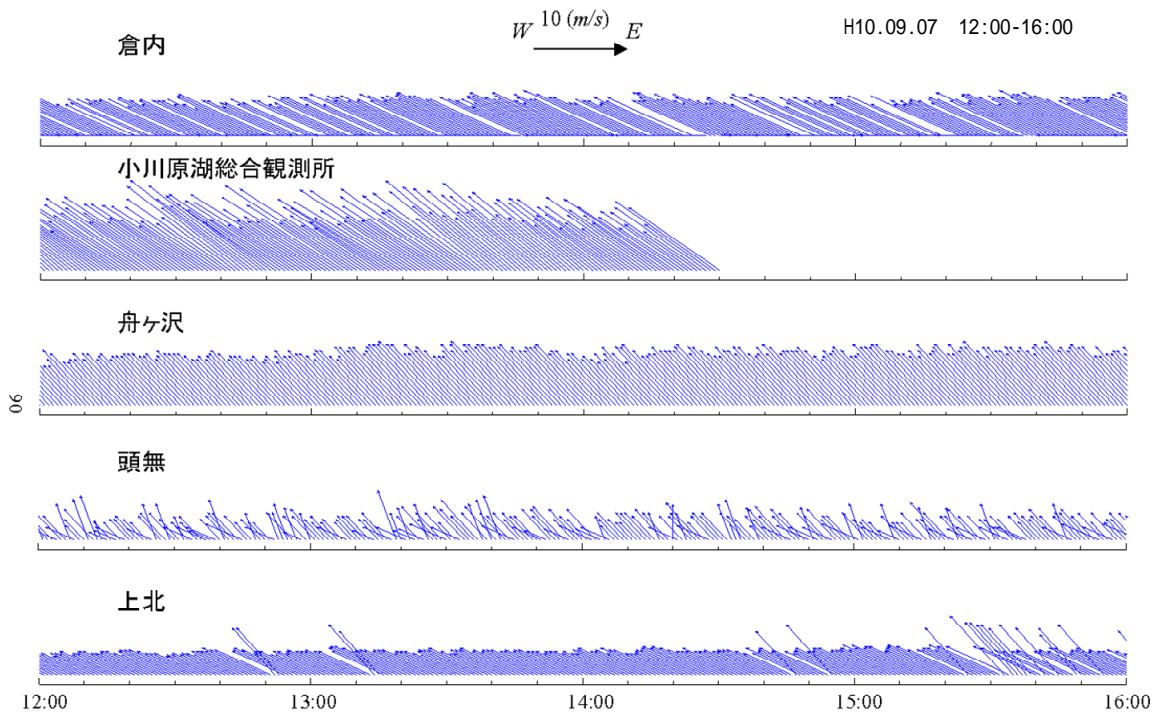


図 6.3.59 (b) 地上風の風向風速計時系列 (H10.09.07)

湖南部に吹き込んだ風は、南の湖岸に沿って西向きに進む成分と、北西に進む成分に分離する傾向がある。また湖心と南西部入り江とを画す岬の付近で、台地に吹き上げる傾向がみられる。一方、湖深部西岸では風向が北向きに変化する傾向がみられる。また、湖北部では風向がやや北寄りに変化し、西岸沿いに北上した風と合流して北西に吹き抜けている。このような風の空間分布と周囲の丘陵の配置との関係を見ると、風が丘陵によって偏向していることがわかる。

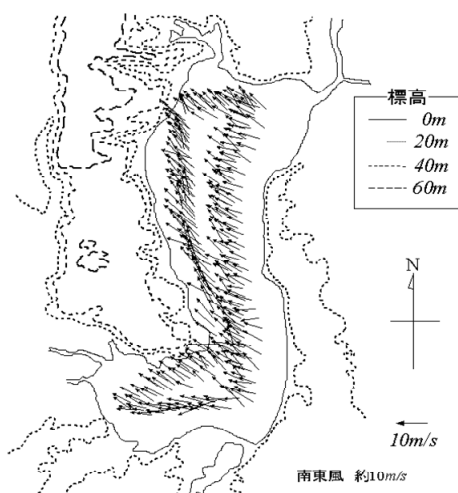


図 6.3.60 湖上風の観測結果

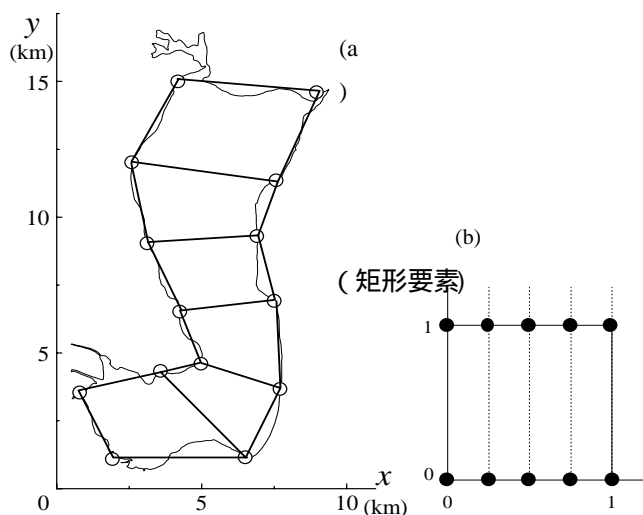


図 6.3.61 写像変換

データは限られた測線上にしかないので、以下の手法により空間内挿した。図 6.3.61(a)に示す実空間上の四辺形の集合を(b)に示す 1×1 の領域に写像する。写像関数は次のように設定されている。

$$X = \sum X1_i \cdot \Phi1_i(\xi, \eta) + \sum X2_i \cdot \Phi2_i(\xi, \eta)$$

$$\Phi1_i(\xi, \eta) = (1 - \eta) \cdot (a0_i + a1_i \cdot \xi + a2_i \cdot \xi^2 + \dots) \dots \dots \dots (6.3.23)$$

$$\Phi2_i(\xi, \eta) = \eta \cdot (a0_i + a1_i \cdot \xi + a2_i \cdot \xi^2 + \dots)$$

ここに、Xは実空間の位置ベクトル(x,y)、X1_iとX2_iは位置に関する係数ベクトル(x1_i,y1_i)、(x2_i,y2_i)である。(b)の 軸上の節点の数が n の場合、式(2-7-1)の の多項式を(n-1)次関数におけば、 上のある節点で1、他の全ての節点でゼロになるような係数の組み合わせを定めることができる。

次に、 [-]領域で風ベクトルを内挿する。

$$U(\xi, \eta) = \Pi A_{im} \cdot F_i(\xi) \cdot F_m(\eta) \dots \dots \dots (6.3.24)$$

ここに、U(,)は(,)における風ベクトル、 は l、 mの可能な組み合わせの総和、 A_{lm} は係数ベクトルである。 F_l()と F_m()は、式(6.3.23)の中に含まれる の多項式と同様の関

数で、指定された節点で 1、他の全ての節点でゼロとなる多項式である。ここでは $F_1(\)$ の節点数は 7、 $F_m(\)$ の節点数は 3 としている。式(6.3.23)で計算される風ベクトルと観測された風ベクトルの残差の自乗和が最小になるように A_{1m} を決定した。以上の方法により内挿された風場を図 6.3.62 示す。

この風場のもとで発生する吹送流を、1-4 で解説したモデルを用いて計算した。グリッドサイズは、水平方向 400m×400m、水深方向には 1m とした。また計算時間は、吹送流が安定する 72 時間とした。計算結果を図 6.3.63(a) に示す。また、風場を湖面上で平均化し、その平均風ベクトルを湖面に一様に与えた計算も行った。その結果を (b) に示す。湖北部での流れのパターンは類似している。この水域は平均風と直角方向に深浅変化が激しいため、地形性の還流が卓越するからである。一方、湖心から湖南部にかけての流況は両者でかなり異なる。この水域では風と直角方向の地形変化が乏しいので、風の不均一性による還流が発達するからである。湖心及び湖南部では湖縦断方向に長い還流が形成される。この流れによる物質輸送は、東岸と西岸の水環境に大きな差をもたらす可能性がある。

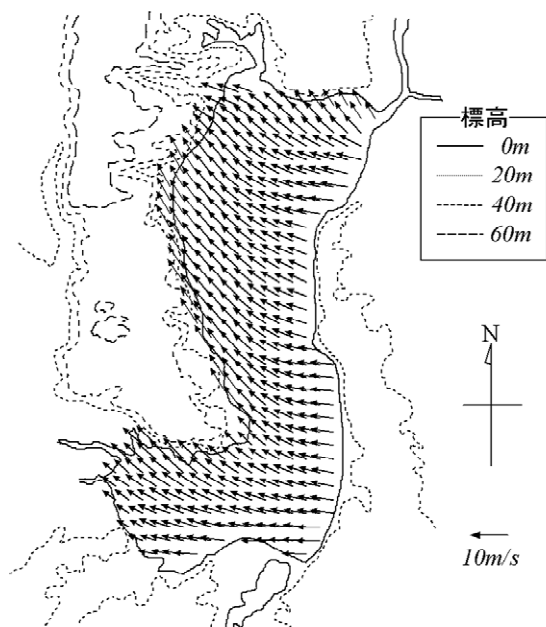


図 6.3.62 内挿された湖上風分布

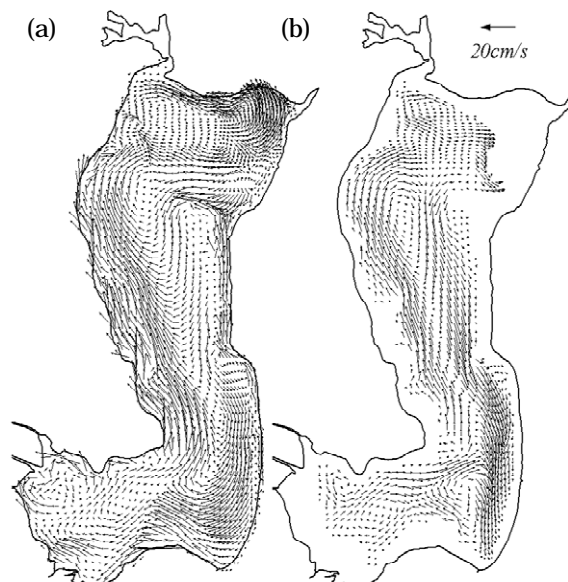


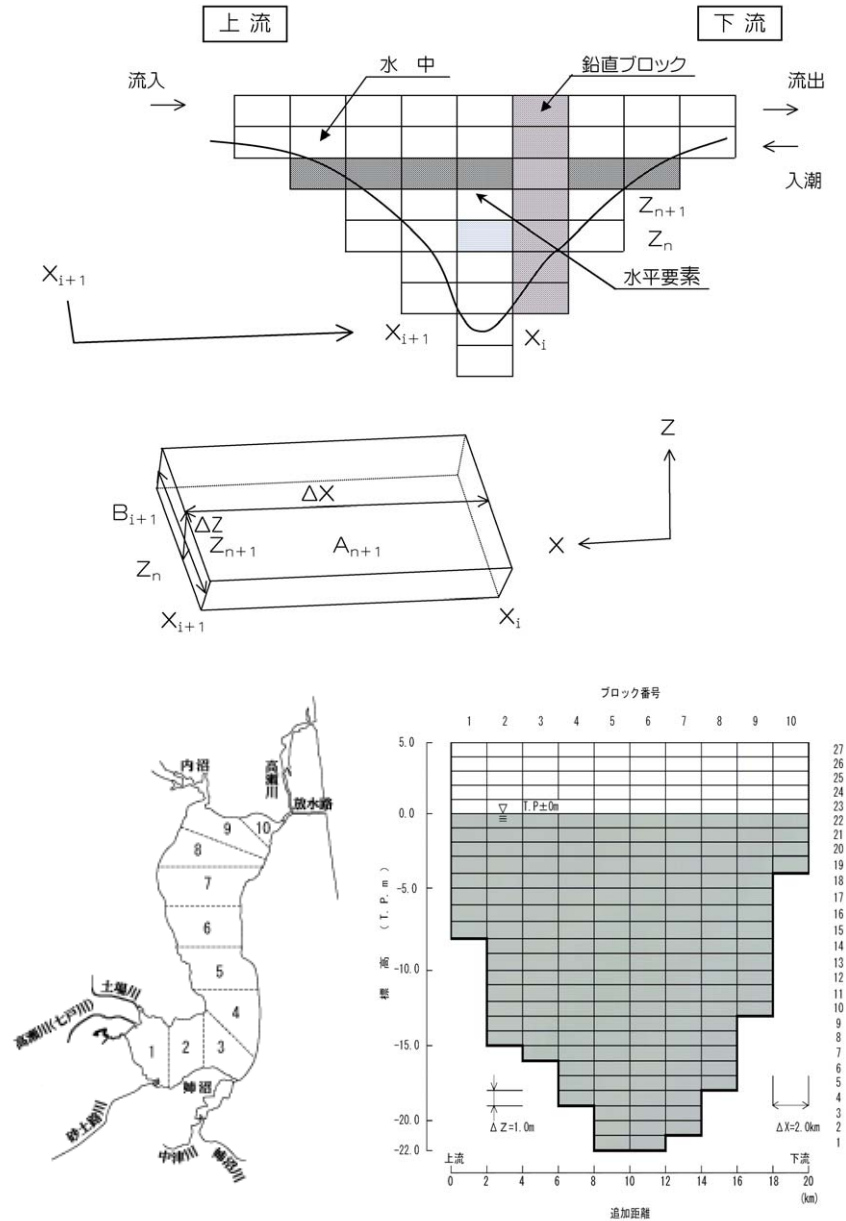
図 6.3.63 夏期の代表的湖流パターン

(3)鉛直2次元モデルによる水質変化の再現

1)モデルの概要

小川原湖は大きくみると、上流部での河川流入、下流高瀬川での流出／塩水遡上という地形特性、水温・塩分による成層構造が卓越するという特徴があり、流下・鉛直方向の変化が大きく、横断方向の変化が比較的小さいことから、ダム貯水池等で利用される一次元多層モデル(鉛直二次元モデル)を適用することとした。

モデルとしては、鉛直二次元方向にコントロールボリュームを分割し、水の連続式・運動量保存則・水温収支則・濃度収支則を適用している。



流動・水温・塩分解析 : $t = 1$ 分 $x = 2.0$ km
 水質解析 : $t = 5$ 分 $z = 1.0$ m

図 6.3.64 鉛直2次元モデルによる小川原湖の要素分割

富栄養化に係わる物質収支については、下図に示すような生態系モデルを用いている。
 水質反応に関するパラメータについては、現地での実測データがほとんどないため、文献値やこれまで当該モデルを適用した他事例での設定値の範囲でパラメータワークにより設定している。

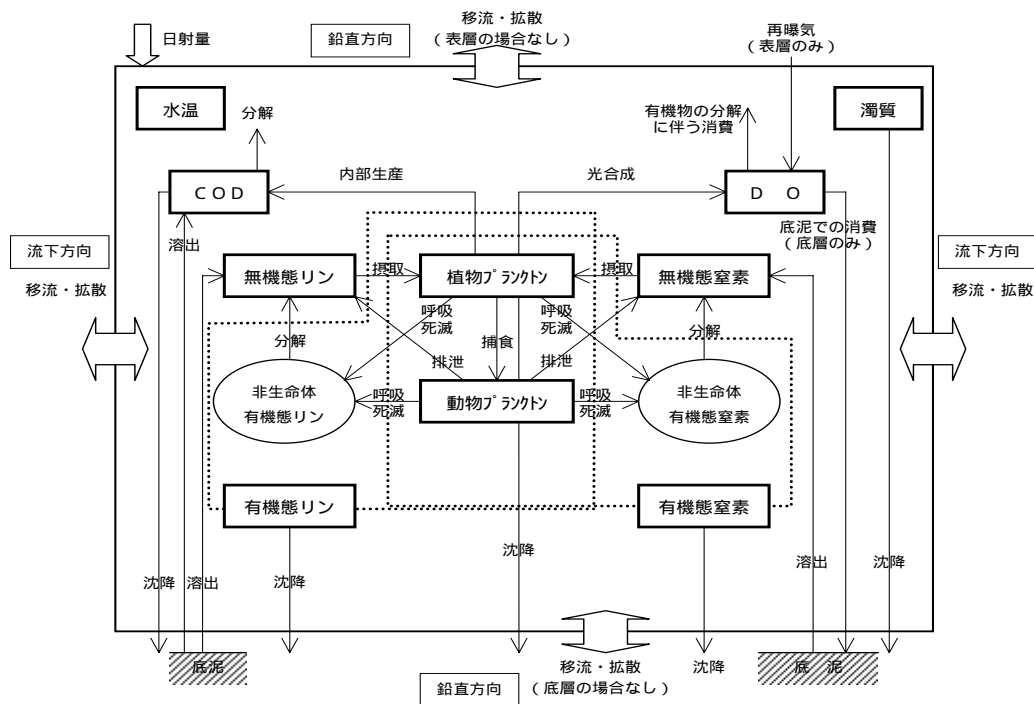


図 6.3.65 生態系モデル (概念図)

2) 計算条件

a) 流入河川の負荷に関する条件

流量については、主要 5 河川 6 地点での流量観測結果を与えた。また、負荷量は定期水質調査結果に基づいて作成した L-Q 式を用いた。

b) 湖底からの溶出

過去 3 回実施している現地での溶出速度調査結果を平均して設定した。

底質調査は、下図に示す地点で行っており、各地点において、現地の嫌気/好気条件・水温条件・直上水にて調査を実施している。

< 好気層 >

COD:0.02、I-N:0.015、I-P:0.0015 (g/m²/日)

< 嫌気層 >

COD:0.20、I-N:0.200、I-P:0.0200 (g/m²/日)



図 6.3.66 調査地点位置図

c) 塩分進入に関する条件

i) 遡上塩水の流量・塩分

流量については、現地調査結果より、湖水位-河口水位差と高瀬橋地点流量の関係式を作成した。また、塩分濃度については、現地調査結果より、高瀬橋地点での累積流量と海水/湖水混合率の関係式を作成した。

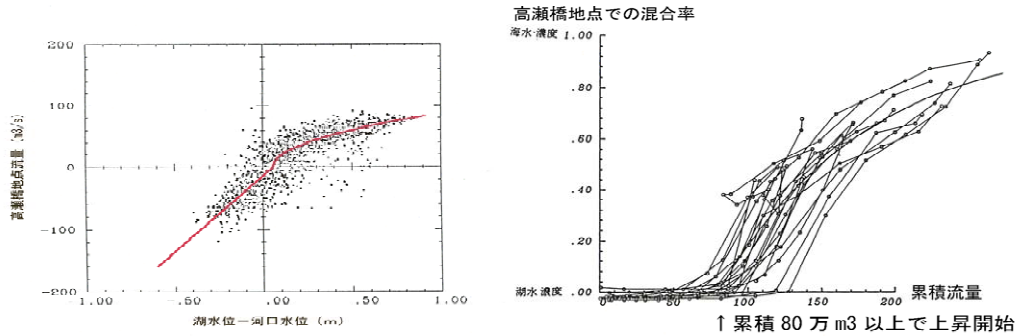


図 6.3.67 高瀬橋地点における流量と塩分

(左図：湖水位・河口水位差と流量の関係、右図：累積逆流量と塩分濃度の関係)

ii) 傾斜プルームの湖内密度成層への加入

高瀬川を遡上してきた塩水が傾斜プルームとして希釈されながら湖内深部に侵入することを再現するため、下記のように希釈率を設定して侵入塩水と湖水が同密度になったところで境界条件として塩水を侵入させることとした ($t = 1$ 分)

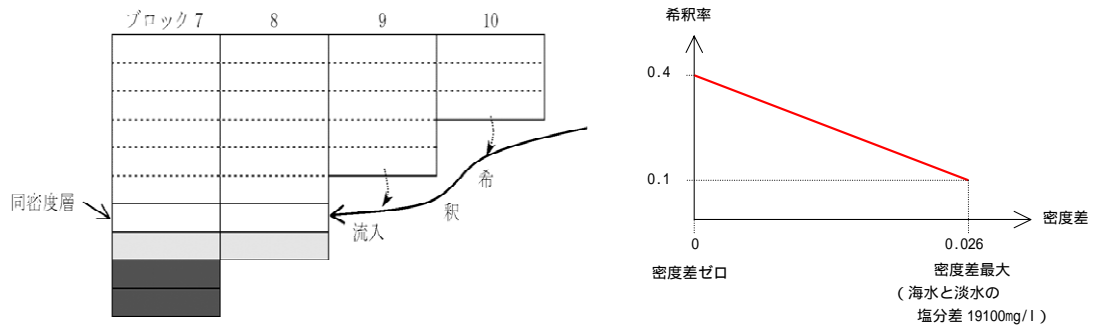


図 6.3.68 傾斜プルームの湖内密度成層への加入

d) その他

湖面降雨、湖面取水、塩水遡上による海水負荷を流入負荷の条件として設定した。以上、本モデルによる計算諸元を表 6.3.4に示す。

表 6.3.4 水質シミュレーションモデルの諸元

項目		諸元	
モデルの種類	名称		一次元多層流モデル
	基礎方程式	流動	連続式 運動方程式(静水圧近似) 移流拡散方程式 密度の状態方程式
		水質	移流拡散方程式 + 内部生産項
空間分解	座標系		直交座標
	水域分割	水平	約 2 kmピッチ
		鉛直	1 mピッチ
計算の時間ピッチ		流動・塩化物イオン・水温	t = 60sec 富栄養化関連水質項目
拡散係数・粘性係数の取り扱い		水平方向：一定 鉛直方向：Richardson数による関数 流動 / 水温 / 塩分で係数を変化	
計算に要する時間		流動	約4時間for10年(平成10年当時EWSにて)
		水質	約8時間for10年(平成10年当時EWSにて)
その他	予測項目	流量	水位, 流速, 水温, 塩分
		水質	Chl-a(藻類体を3種に区分), 動物プランクトン, COD, I-N, O-N, I-P, O-P, DO, SS

3) 計算結果の評価と課題

a) 全般について

小川原湖では、湖内の水深概ね18m以深に高塩分層が常時存在し、この中に高濃度の栄養塩が蓄積して、循環期の鉛直循環により上方に回帰することが理解されている。この深層高塩分層の定期水質調査は平成5年より開始されたものの、それ以前は水深18m以浅のところ定期水質調査を実施していたため、深層高塩分層のデータが存在せず、全体として高濃度の塩分、有機物、栄養塩が存在する傾向を考慮はしているものの、絶対値としての整合を確認することができていない。

6.3 小川原湖の水理・水質特性

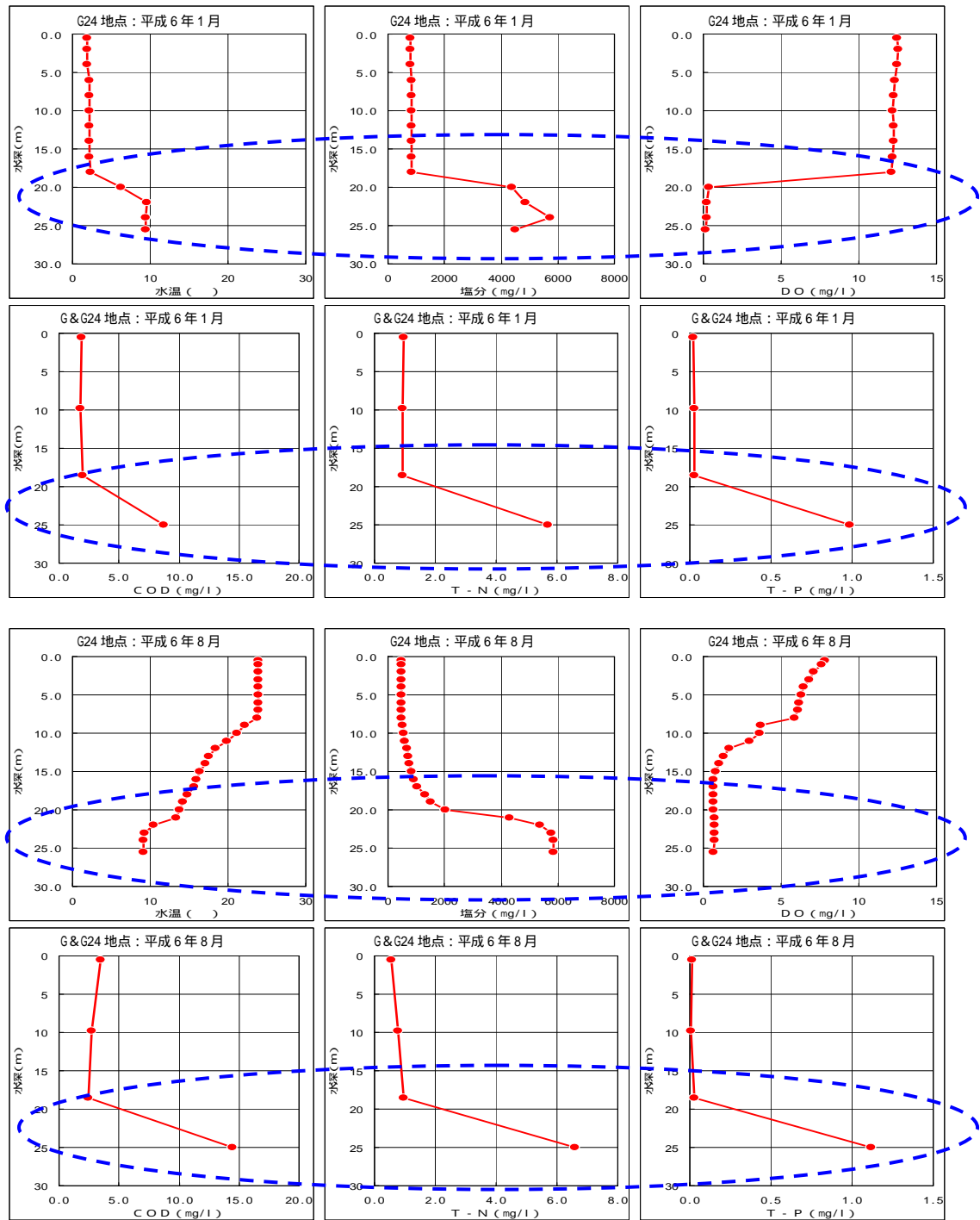


図 6.3.69 現地調査結果からみた深層高塩分層の状況 (平成6年の例)

i) 水温・塩分の再現性

利水や生態に大きく影響する上層部の水温・塩分については、概ね良好に再現することができた。

水温鉛直分布については、夏季の中下層部の再現性が低かったため、水温の分散係数を流動・塩分の分散係数とは異なるものを与えることにより再現性の向上を試み、従来よりも再現性は向上したものの、未だ再現性が低い期間がみられる。ここで、小川原湖では比較的風が強いため、強風が吹いた場合に短期的に中層まで鉛直混合が生じている。水温鉛直分布の整合性の低さにはこの影響もあると考え、強風が吹いた際に強制的に鉛直方向に混合させるルーチンを付加してみたものの、逆に再現性が低下したため最終的には採用していない。

塩分鉛直分布については、夏季を中心とした下層部への塩水の蓄積、循環期への移行による上層回帰という大きな傾向は現れているものの、最下層部の高塩分層の再現ができていない状況にある。これについては、傾斜プルームについて希釈・深層部流入をモデル化したこと、塩分の鉛直分散係数を Richardson 数の関数にするなどして精度向上を図ってきたが、再現性はまだ低い状況にある。

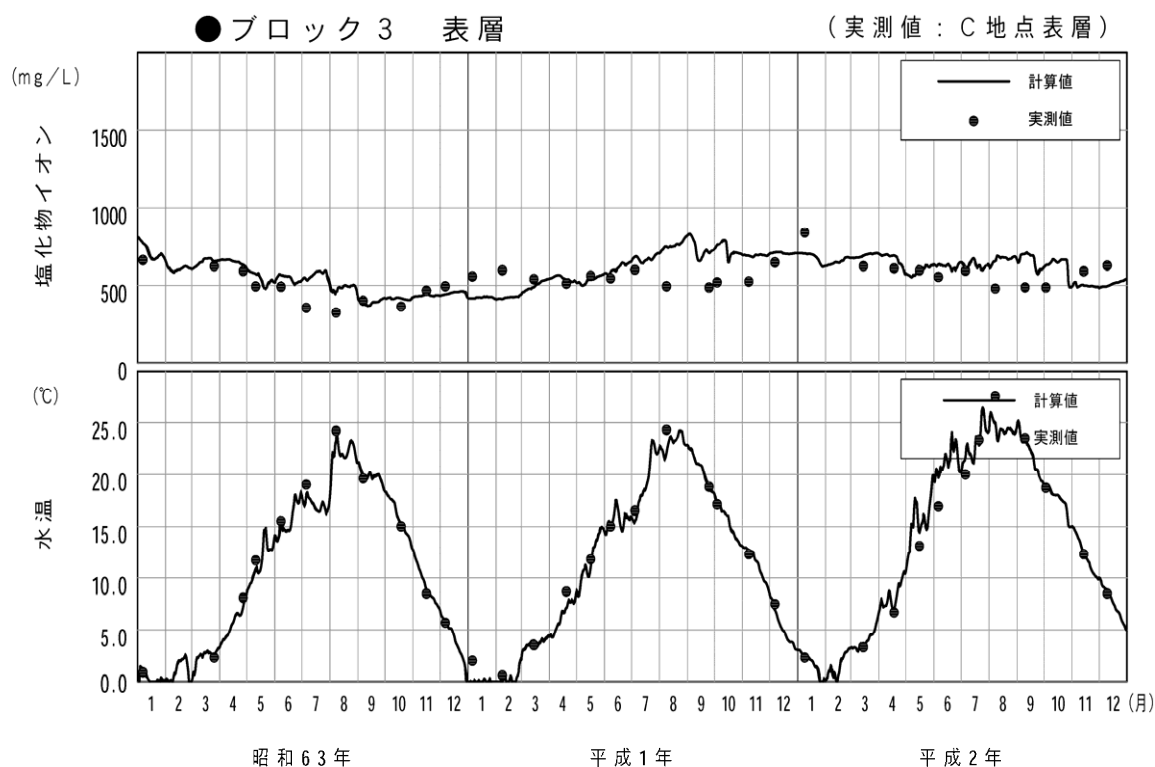


図 6.3.70 水質予測計算による表層水温・塩化物イオンの経日変化

6.3 小川原湖の水理・水質特性

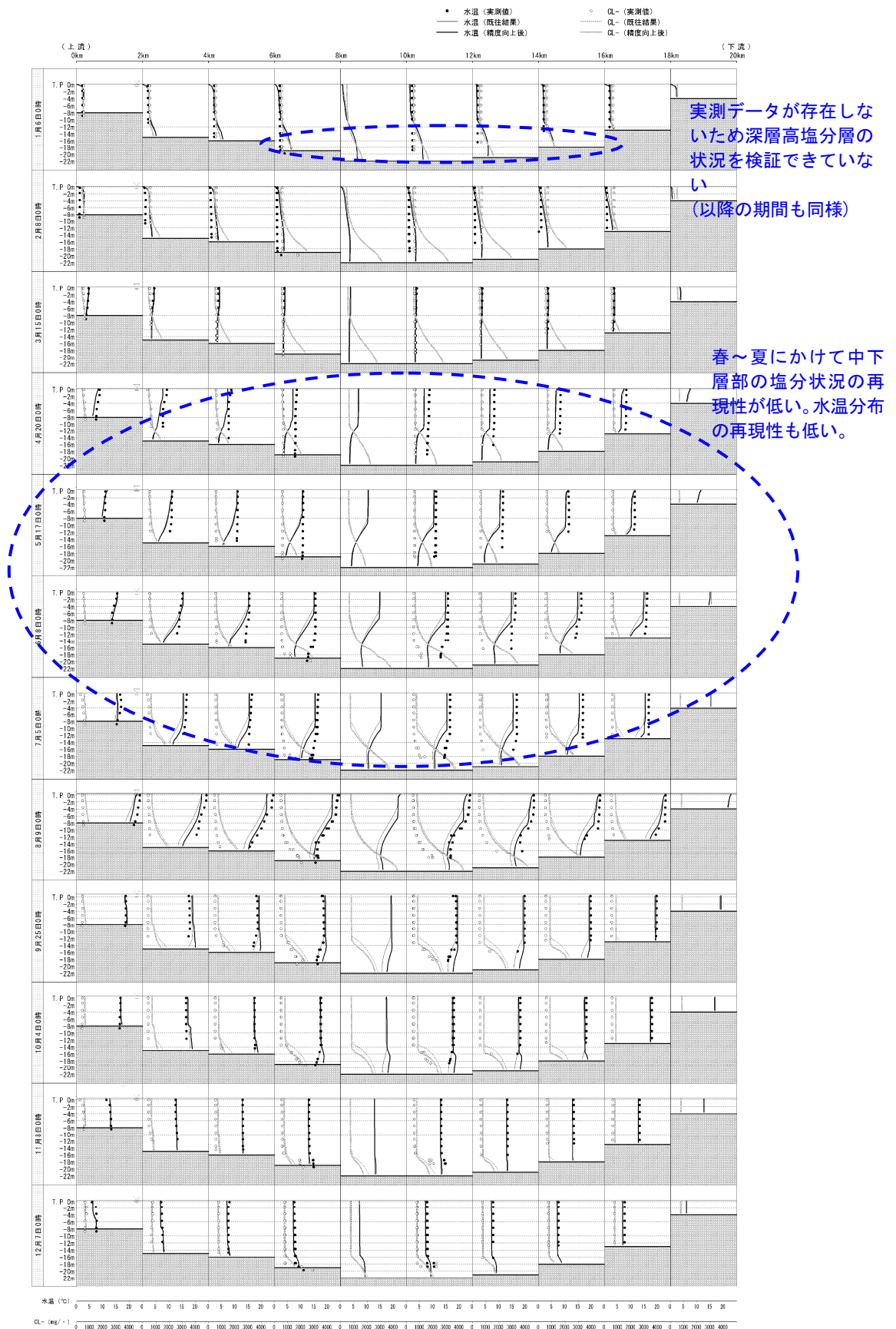
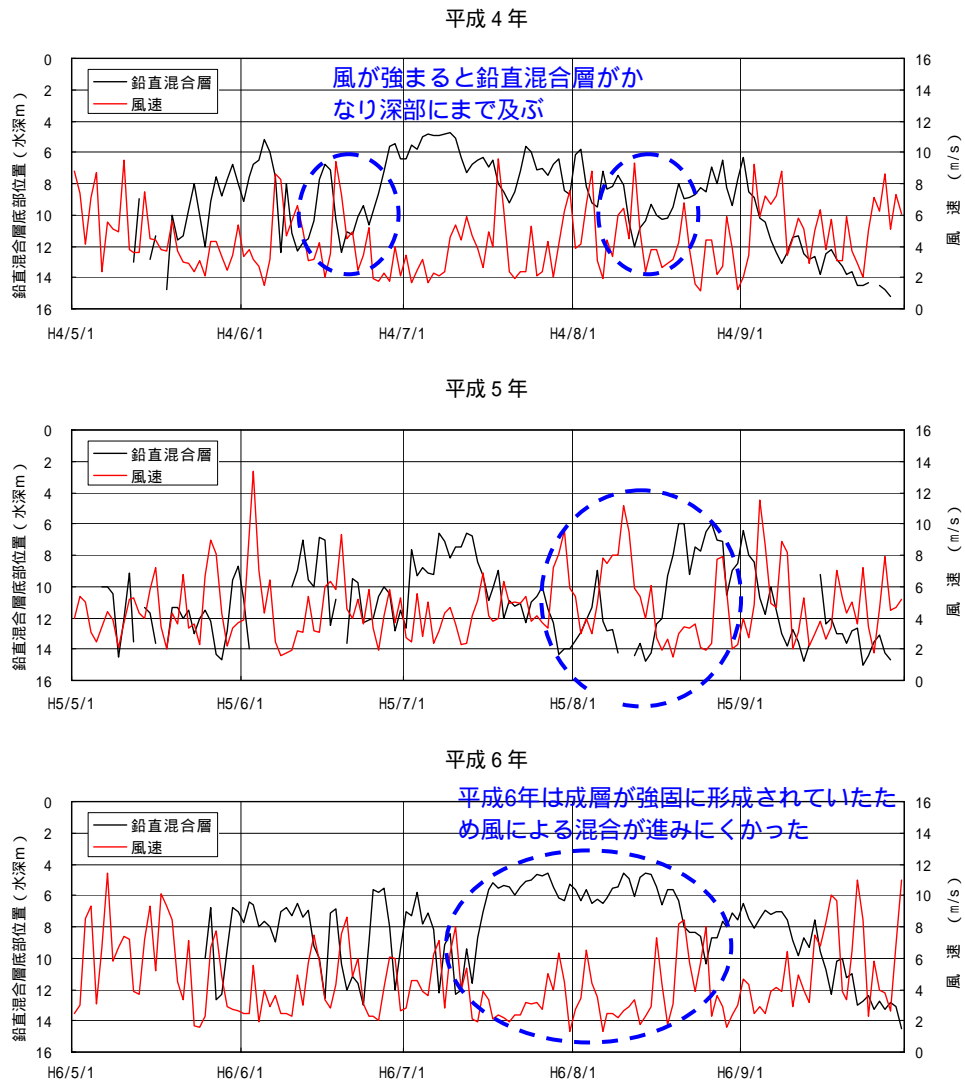


図 6.3.71 水質予測計算による水温・塩化物イオンの鉛直分布の経月変化 (平成元年の例)

6.3 小川原湖の水理・水質特性



鉛直混合層は表層から水温差 1 以内の水深までを指すものとしている
データは総合観測所地点の水温データと風速データによる

<鉛直混合のモデル化>
 実測の気温と風速と鉛直混合水深の多重相関より、日平均風速が 6 m 以上の場合、混合水深まで強制混合させるものとした。
 混合水深 $H = -0.226 \times \text{気温} + 0.362 \times \text{風速} + 11.829$
 再現性が向上しなかったため採用せず

図 6.3.72 現地調査結果からみた風による鉛直混合の一例とモデル化

ii) 植物プランクトンの再現性

植物プランクトンについては、小川原湖の特徴として冬季～春季における珪藻類の増殖と夏季を中心とした藍藻類・緑藻類の増殖が生じる。本モデルでは藻類種を 3 種類に区分して計算をしていたものの、冬季に増殖する珪藻類の再現性が低いことから水温 5 以下になった場合に増殖項から水温の影響を外すものとした。これにより、従来よりも再現性は向上したものの、大規模増殖した際のピークを再現するまでには至っていない。

CODは植物プランクトンの消長の影響を受けて概ね同様の挙動を示すため、概ねクロロフィルaの再現性が低い期間については同様に再現性が低い状況となっている。ただし、

クロロフィル a の挙動と異なる場合がみられ、近年の COD とクロロフィル a の実測値の比較からみると、藻類種によりクロロフィル a 量と炭素量の関係が異なる可能性が考えられ、この関係を藻類種毎に調査することによりモデルの再現性向上へ寄与できる可能性がある。

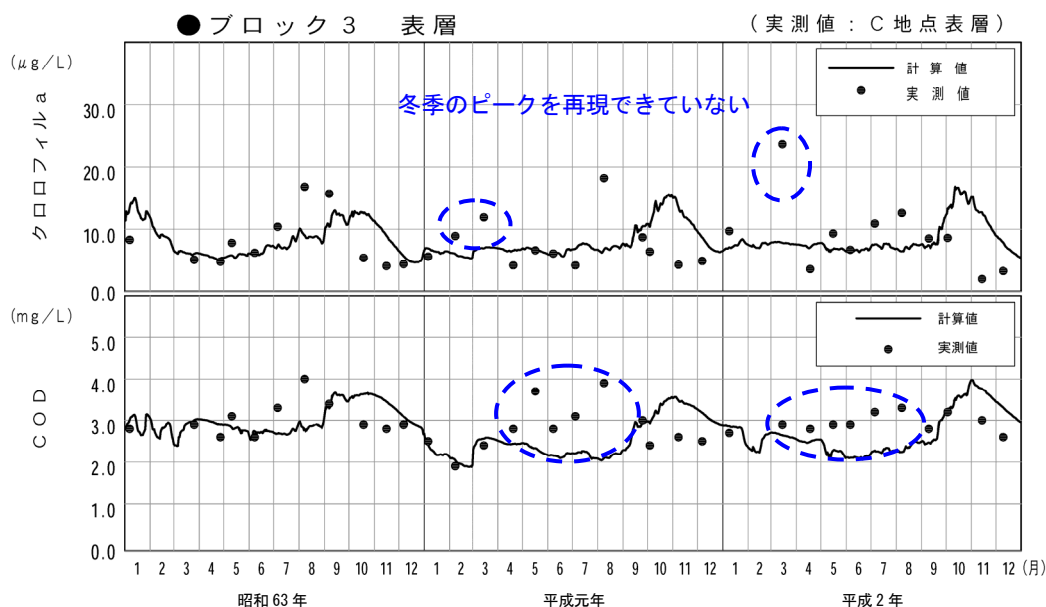


図 6.3.73 水質予測計算による表層クロロフィル a・COD の経日変化

■水質予測モデルにおける藻類増殖項の扱い

$$G_{Pi} = R_{Pi} \cdot \left\{ \frac{T}{T_{Si}} \cdot \text{EXP} \left(1 - \frac{T}{T_{Si}} \right) \right\}^{n_i} \cdot \frac{I_y}{I_{Si}} \cdot \text{EXP} \left(1 - \frac{I_y}{I_{Si}} \right) \cdot \frac{C_{IN}}{K_{INi} + C_{IN}} \cdot \frac{C_{IP}}{K_{IPi} + C_{IP}}$$

水温項

一部期間で再現性が低い

- ここに、 G_{Pi} ：各藻類の増殖速度
 R_{Pi} ：各藻類の最大増殖速度
 T ：水温
 T_{Si} ：各藻類の増殖最適水温
 n_i ：各藻類の水温応答に対するとがり度
 I_y ：日射量
 I_{Si} ：各藻類の最適日射量
 C_{IN} ：無機態窒素濃度
 K_{INi} ：各藻類の無機態窒素に関するミカリス定数
 C_{IP} ：無機態リン濃度
 K_{IPi} ：各藻類の無機態リンに関するミカリス定数

※冬季に増殖する珪藻類については、水温 5℃以下の場合、水温項を外すものとした。

6.3 小川原湖の水理・水質特性

春先の珪藻類の増殖ではCODがあまり上昇しない
 夏季の藍藻藻の増殖はCODと比較的連動する
 藻類種によってCODとして現れにくい可能性がある

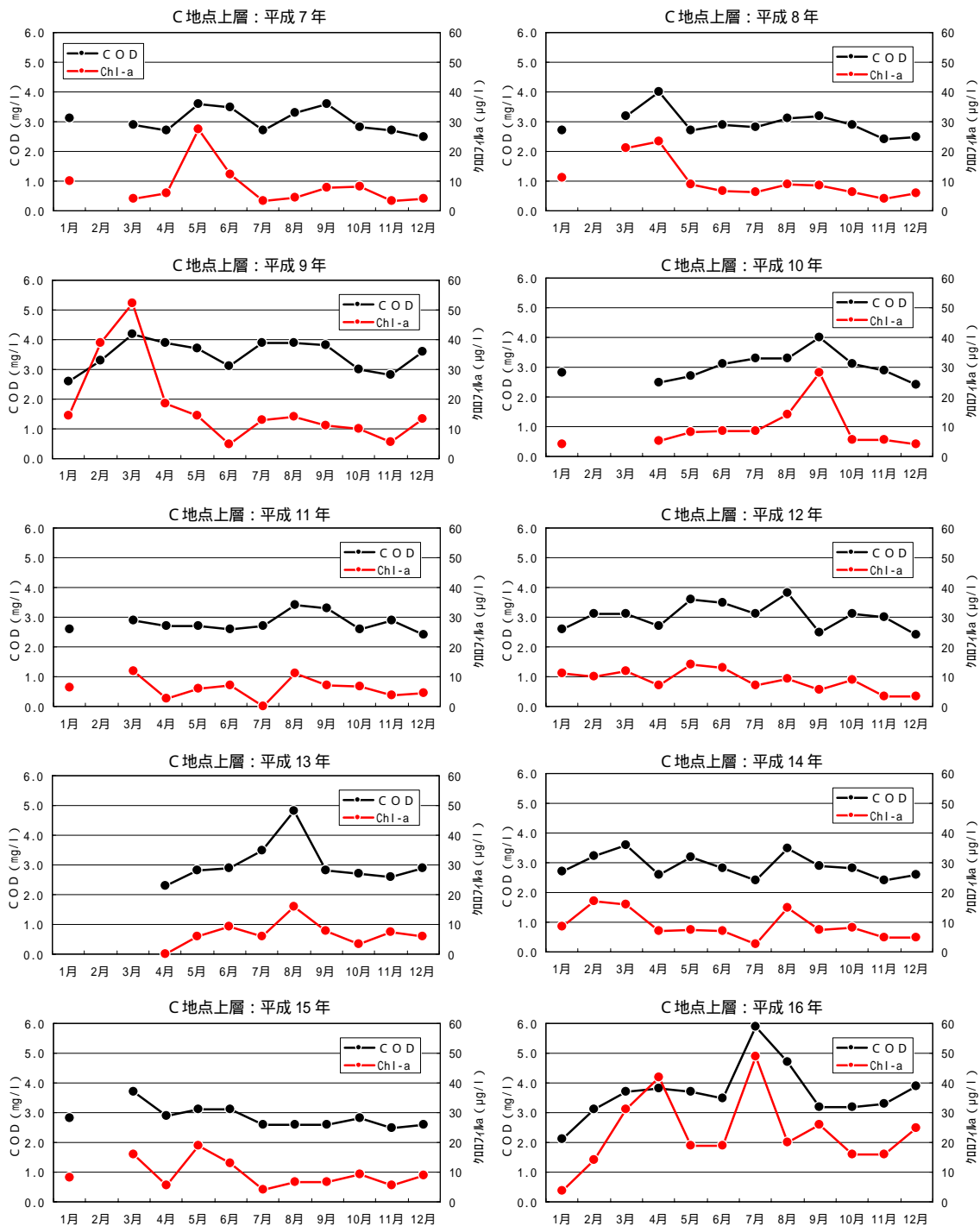


図 6.3.74 実測値からみたCODとクロロフィルaの変動傾向の違いの一例

iii) DOの再現性

DOについては、表層部については概ね良好に再現できている。

鉛直分布については、パラメータワークにより従前の結果と比較して下層での再現性が大幅に向上したが、まだ一部期間で整合性が低い場面もある。特に、深層高塩分層での定常的な貧酸素の状況が再現できておらず、課題が残るものとなっている。

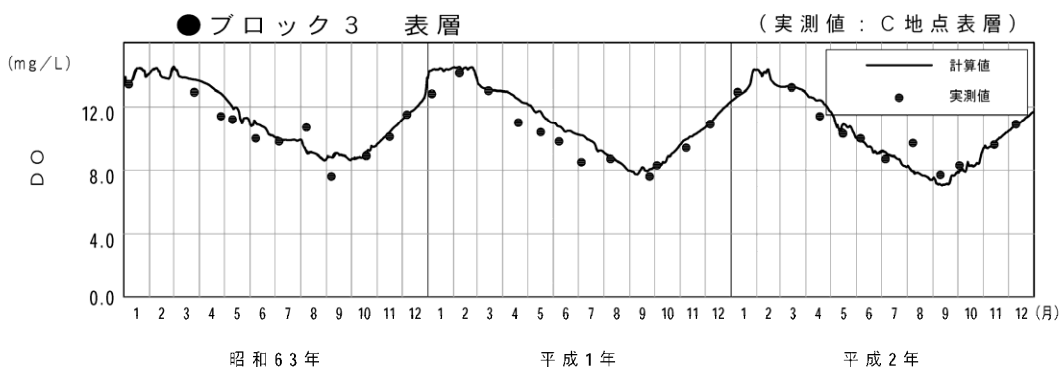


図 6.3.75 水質予測計算による表層DOの経日変化

1989年の実測データでは、冬季の表層～中層DOが例年よりも低いこと、深層高塩分層が例年よりも深い傾向にあることを除き、ほぼ例年並の挙動を示している。

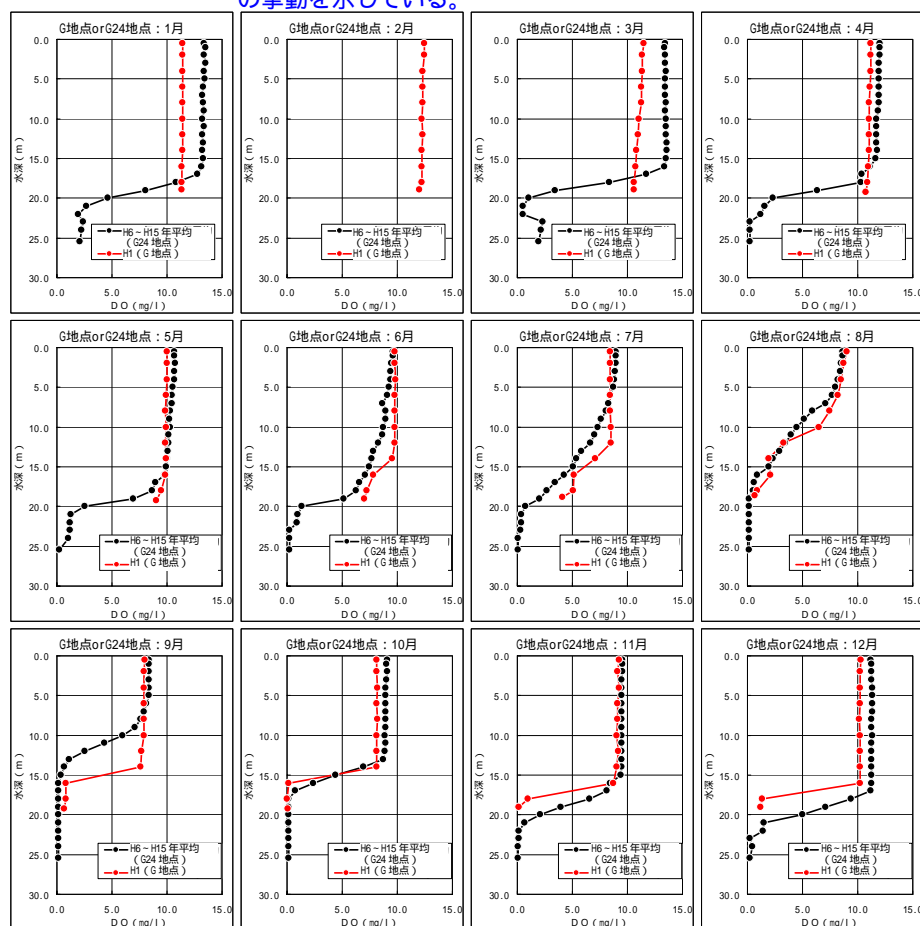


図 6.3.76 現地観測データによる平成元年のDO状況

6.3 小川原湖の水理・水質特性

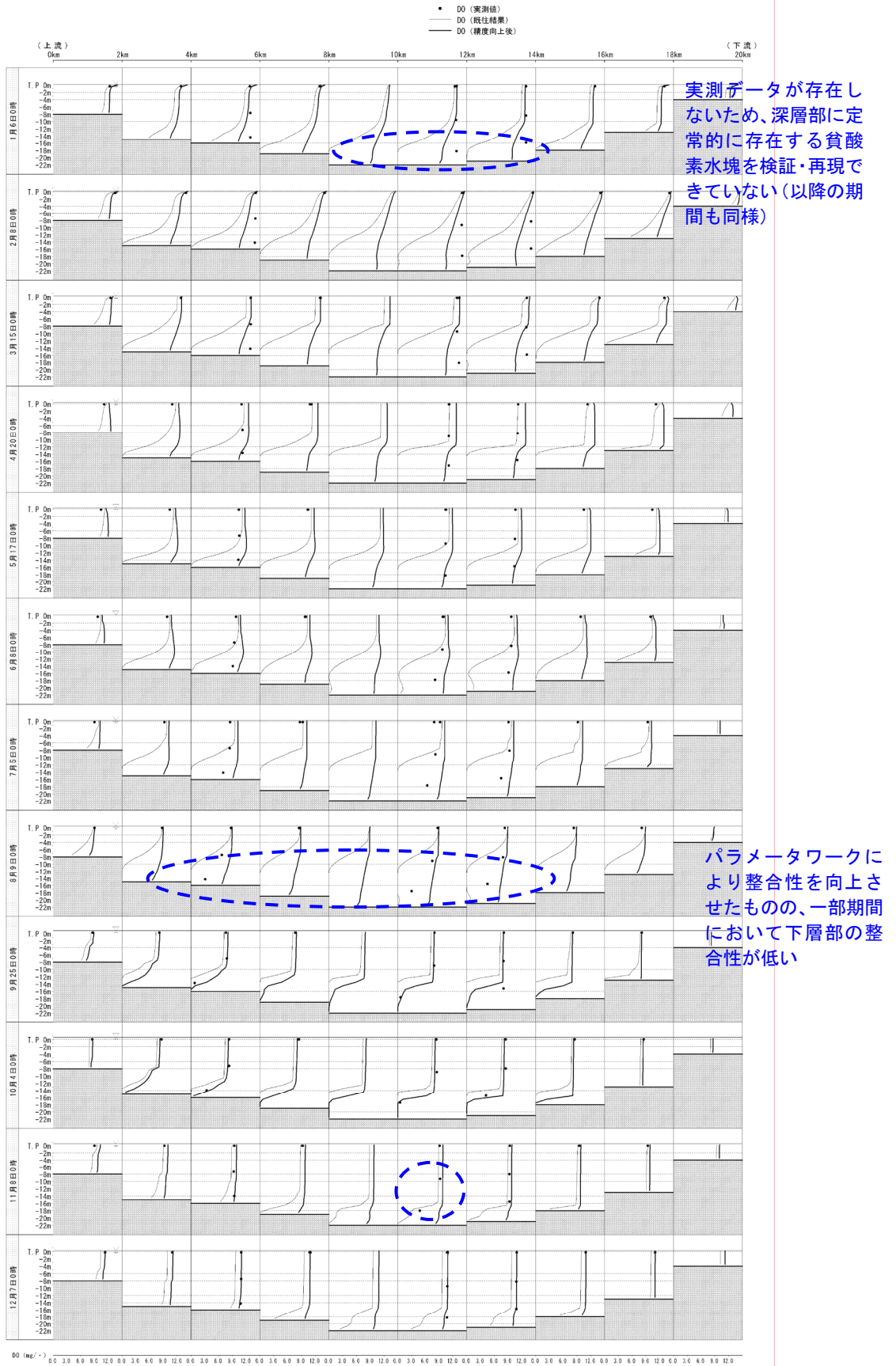


図 6.3.77 水質予測計算によるDOの鉛直分布の経月変化（平成元年の例）

iv) 栄養塩の再現性

表層の季節変動をみると、窒素・リンとも冬季の高塩分層からの上層回帰による濃度上昇の再現性が低い。

鉛直分布については、窒素・リンとも再現結果のみをみると概ね再現されているものの、リンを中心に述べると、その後の現地調査から深層高塩分層に莫大なリン（全体の4割程度）が蓄積していることが判明しており、この状況を再現するまでには至っていない。このため、循環期の上層回帰も再現性が低くなっているものと考えられる。

深層高塩分層における栄養塩、特にリンの蓄積については、その形成・回帰メカニズムが明確となっていないため、今後の調査・検討が必要となっている。

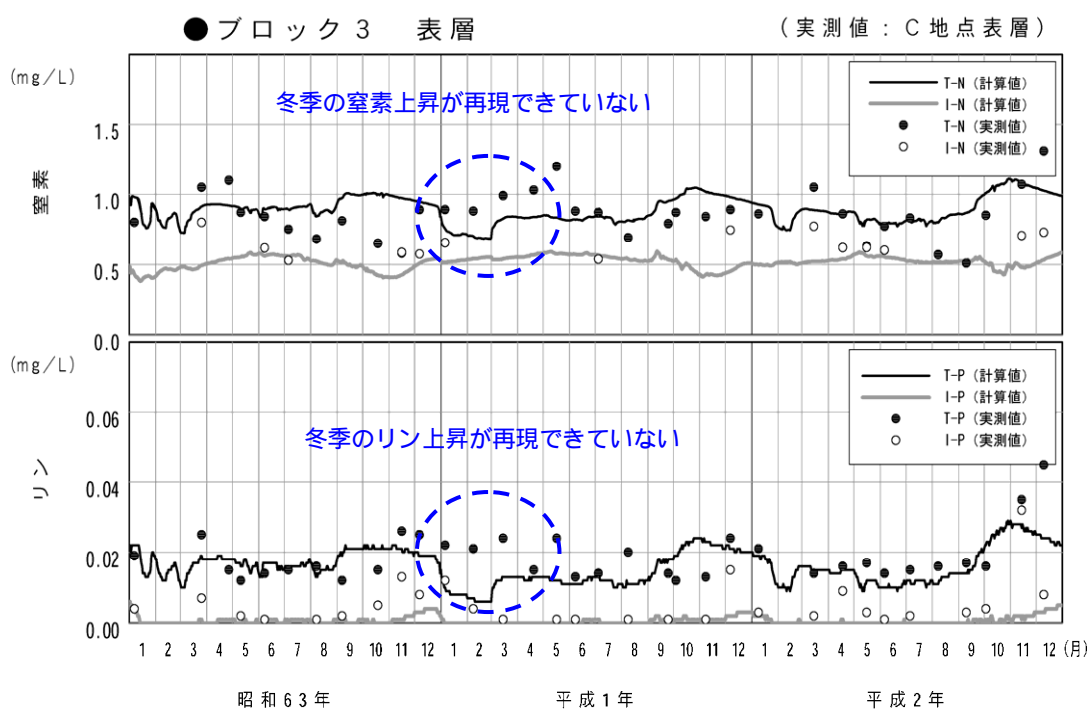
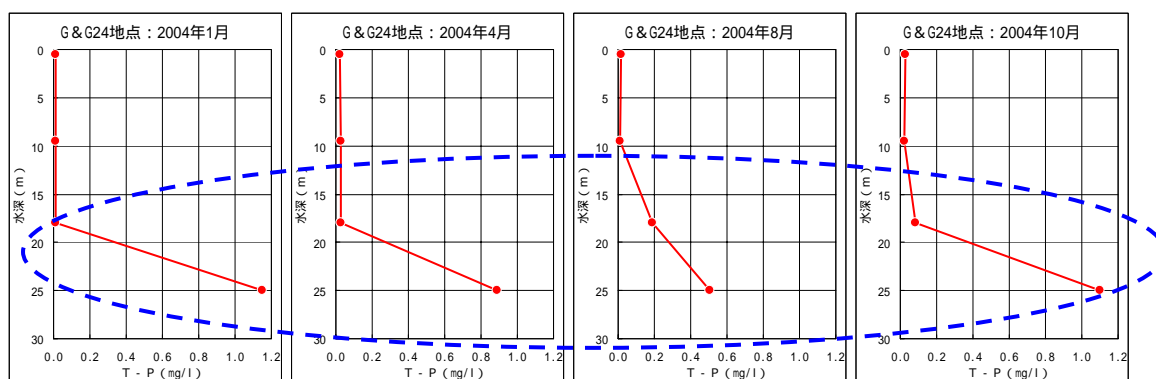


図 6.3.78 水質予測計算による窒素・リンの経日変化



定常的に深層部に非常に高濃度のリンが存在

図 6.3.79 現地調査結果による深層部のリン濃度鉛直分布の一例（平成 16 年）

6.3 小川原湖の水利・水質特性

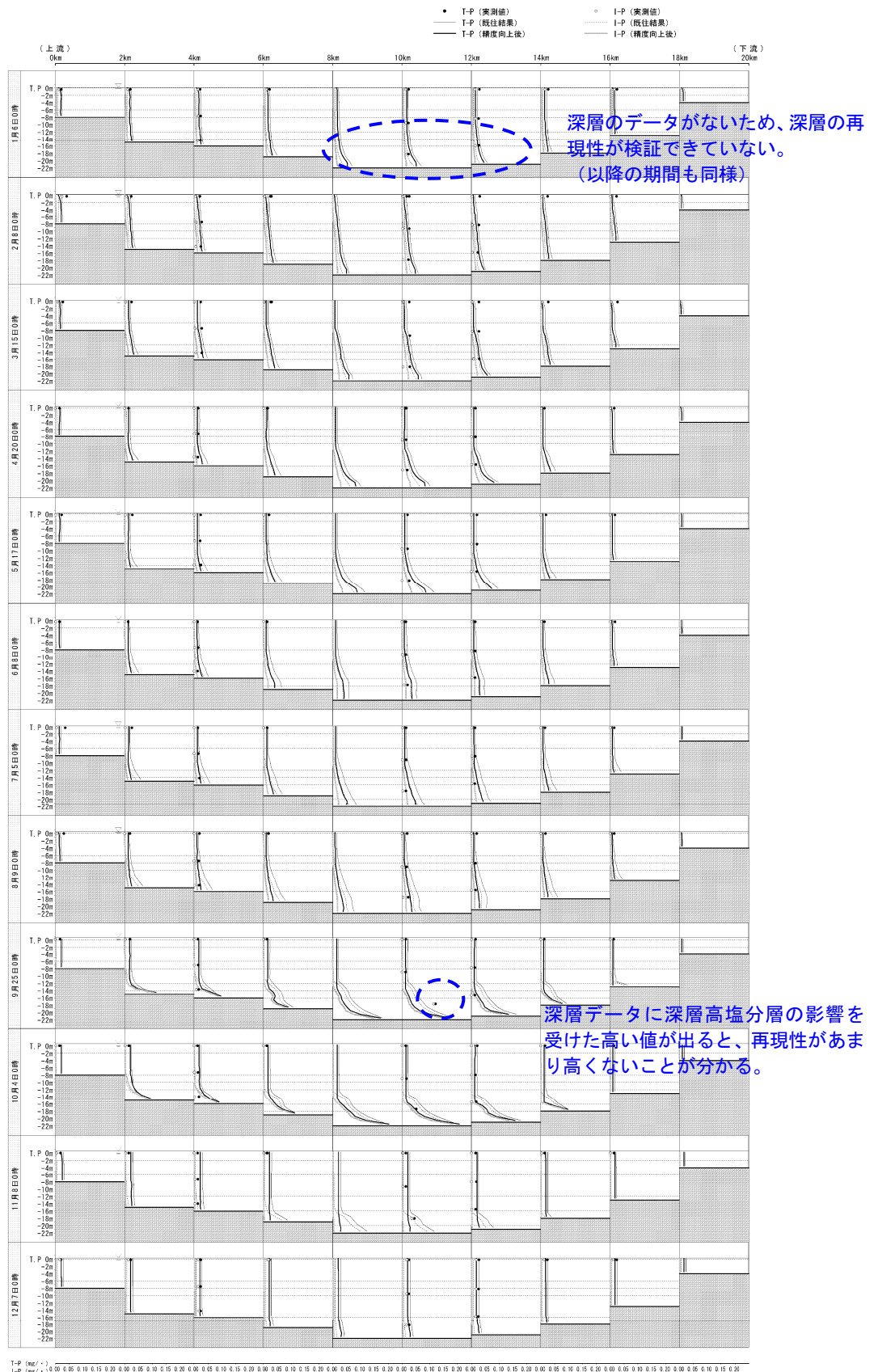


図 6.3.80 水質予測計算によるリンの鉛直分布の経月変化（平成元年の例）

(4) ヤマトシジミに係る調査・解析

小川原湖はヤマトシジミの生産で我が国第三位の実績があり、シジミ漁が地元の重要な産業となっている。したがって、水産資源としてのシジミ生息環境の保全と管理が、小川原湖の湖沼管理の重要な要素となっている。そこで本節では、湖水流動とヤマトシジミの生息環境の関連について、前節まで述べてきた流動調査の結果を引用しながら考察する。

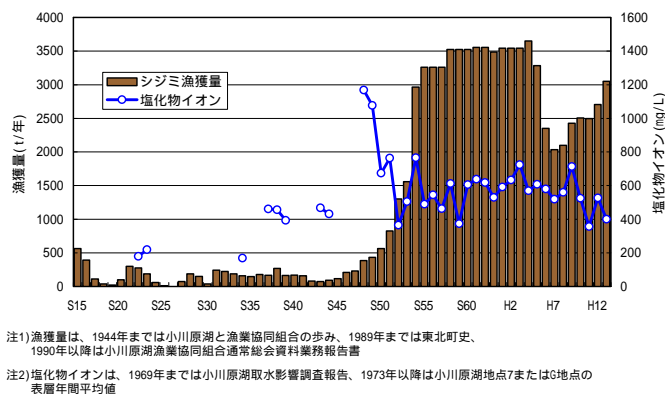


図 6.3.81 シジミ漁獲量と塩素イオン濃度の変化

1) 小川原湖のヤマトシジミの特徴

小川原湖におけるヤマトシジミの漁獲量の推移を、塩素イオン濃度の経年変動とともに図 6.3.81 に示す⁷⁾。昭和 39 年に河口の改修が行われると、小川原湖の塩分は約 2 倍に増大している。実際には、その 2 年前から上昇しているが、これが工事開始（あるいは砂洲掘削などの河口維持作業）によるものか、自然要因によるものかは明確でない。しかし、その後も高塩分が維持されていることから、河口改修（ないし維持作業）による影響である可能性が高い。ヤマトシジミの漁獲量は昭和 45 年から増大し、昭和 55 年代初頭に現在のレベルに達している。塩分増加に対してシジミ漁獲量が時差を持つ理由は、シジミ成長の時間遅れと、漁業形態変化の時間遅れによっていると考えられる。したがって、河口改修及び河口維持作業が小川原湖におけるヤマトシジミの生息環境形成に及ぼす影響は極めて大きいといえる。

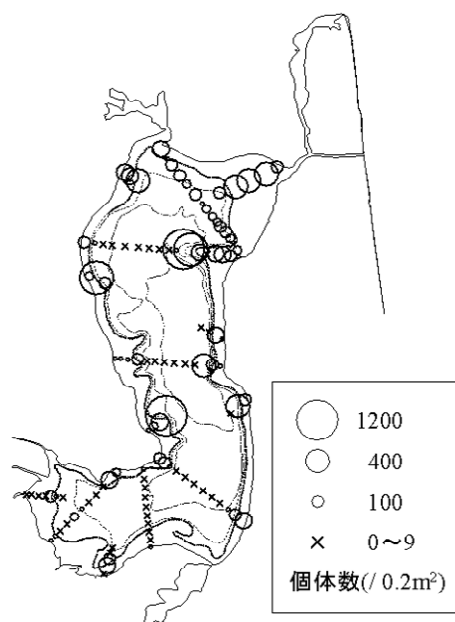


図 6.3.82 (a) ヤマトシジミ個体数分布

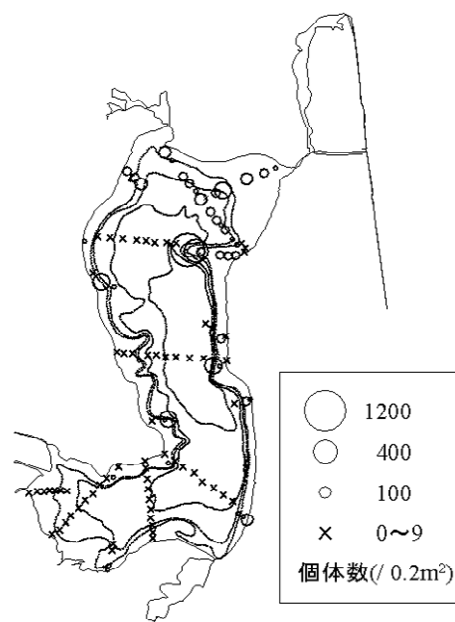


図 6.3.82 (b) シジミ稚貝の個体数分布

湖内におけるヤマトシジミの分布については、平成元年に富士¹⁷⁾が調査を実施している。その結果を図 6.3.82(a)に示す。円の大きさはシジミの個体数を示している。小川原湖では湖棚全域にヤマトシジミが生息しているが、特に北東部に多く分布していることがわかる。しかし、

小川原湖ではシジミ漁が盛んであるため、図 6.3.82 (a)は自然状態と異なる可能性がある。小川原湖漁業共同組合によれば、漁獲対象は殻高 15mm 以上の成体である。また漁獲量の安定確保のために、毎年夏季に殻高 10mm 程度以上のシジミを北部や東岸部から南西部に移動している。そこで、上記の人為作用を受けていないと思われる殻高 5mm 以下の稚貝の分布を求めると(b)のようになり、さらに北東部に偏っていることがわかる。同じ調査で求められているヤマトシジミの深度分布を図 6.3.84に示す。シジミは主に 5m 以浅に多く、また 15m 以深には生息していない。後者の理由は、図 6.3.5に示したように、15m 以深では夏季に溶存酸素が欠乏するからである。

図 6.3.82に示した状況が安定しているかどうかを確認するため、平成 12 年の夏季に同様の調査が実施された¹⁶⁾。湖内 9 地点(いずれも水深 1m)に 1m×1m のコードラートを設定し、10cm の厚さで堆積物を採取した。ヤマトシジミは水中に浮遊するプランクトンを捕食するため、夏季に湖底表層 10cm 以内で生活している。堆積物の中から漁業による攪乱を受けていないと考えられる稚貝を採取し、その殻高を計測した。結果を図 6.3.83に示す。採取面積が小さく代表性に若干の問題はあるが、一見してわかることは、北東部の浅瀬付近で特に個体数の多いことである。以上の結果より、小川原湖でのシジミの再生産は主に北東部浅瀬で起きていると考えられる。

朝比奈¹⁸⁾によれば、ヤマトシジミの

産卵・発生は塩分と水温の影響を強く受ける。放卵・放精は水温 19 付近から始まり、20～25 において最も盛んである。小川原湖の夏季の水温状態は、図 6.3.5に示したように、この条件を満たしている。未受精卵は、淡水中に 20 分以上放置されると膨張して受精の反応を示さず、海水中に 4 時間以上の放置されると脱水収縮して発生不能となる。図 6.3.85は朝比奈が孵化実験で調べた塩分と発生進行速度との関係を再整理したものだが、発生の進行は 3～28psu で可能であり、約 1 日で孵化することがわかる。小川原湖の表層塩分は 1psu 程度であるから、上記の発生条件を満たしていない。しかし北東部には時折塩水が浸入するので、この条件を一時的に満たす可能性がある。

一方、底生生活に移行したシジミは広い塩分適応性を示し、淡水に近い湖奥であっても十分成長している。シジミの成長は通常 2 つの方法で計測される。一つは殻長の頻度分布から推定するものだが、かなりのサンプル数がないと精度が悪い。また個体ごとの成長速度はわからない。もう一つは輪紋を利用するものである。輪紋はシジミが活性を失う冬季に殻表面に形成される小さな段差で、この形状を計測することにより各年の成長量を求められる。後者の方法は

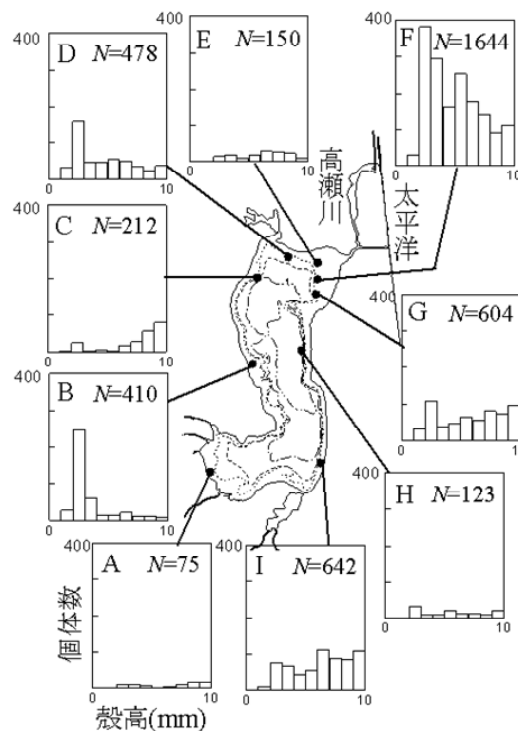


図 6.3.83 ヤマトシジミの体長頻度分布

手間がかかるが、個体ごとの成長速度を精度よく知ることができる。

そこで、湖内 14 地点（いずれも水深 1m）から各 50 個体を採取し、輪紋解析を行い地点ごとの平均成長速度を求めた。その結果を図 6.3.86 に示す。成長速度は北西部の入江から西岸にかけて大きく、東岸では小さいことがわかる。ヤマトシジミの成長は水温や DO に依存するが、小川原湖表層におけるこれらの値は湖内でほぼ一様であることから、主に餌の分布が関与しているのではないかと考えられる。ヤマトシジミは主に浮遊性のプランクトンを餌としているが、それらの繁殖は河川等からの栄養塩供給に依存するので、湖内で不均一である可能性がある。そこで藻類繁殖ポテンシャルを調べるために、コンクリートブロックに綿ロープを巻いたものを、湖内 14 地点（いずれも水深 1m）に設置し、一ヶ月間の藻の付着量を計測した。付着藻類と浮遊藻類は種が異なるが、藻類増殖ポテンシャルを調べる上では差し支えないと考えた。調査結果を図 6.3.87 に示す。先に示した成長速度の分布と同様の分布をしていることがわかる。

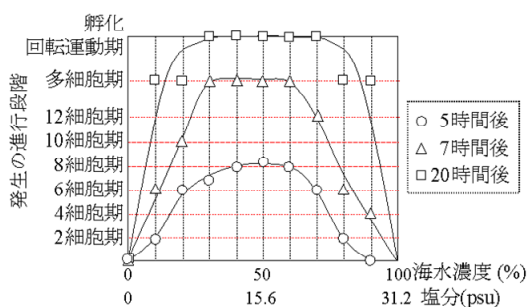
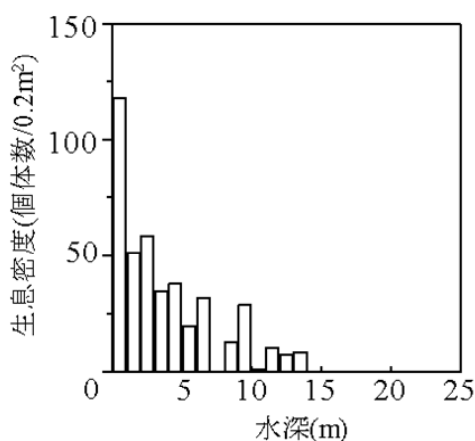


図 6.3.84 ヤマトシジミの水深方向の生息分布 図 6.3.85 塩分濃度による発生進行段階の変化

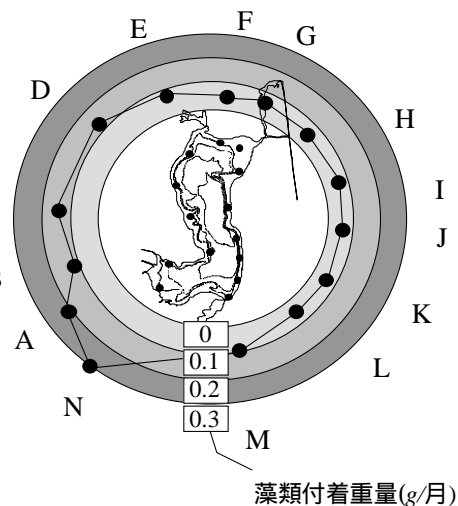
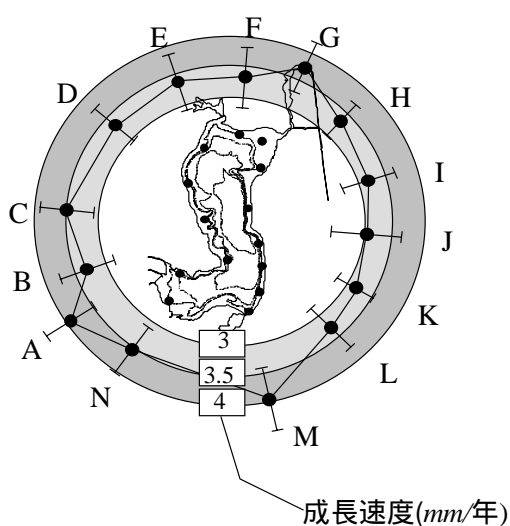


図 6.3.86 ヤマトシジミ成長速度分布

図 6.3.87 藻類付着重量

2) ヤマトシジミの産卵に対する湖水流動の影響

前述のように、ヤマトシジミの産卵・発生には 3psu 程度以上の塩分が一昼夜近く継続する必要があるが、小川原湖の表層塩分は 1psu 程度しかない。一方、シジミの稚貝は北東部の浅瀬にかなり偏って存在するが、ここには高瀬川から塩水が流入することがある。そこで、塩水流入に伴い一時的に産卵に適した条件が形成されている可能性がある。実際、図 6.3.38 に示したように、平成 12 年 7 月 3 日には湖口浅瀬で 3psu 以上の塩分が 23 時間継続していた。また数値シミュレーションからも、引き潮時に形成される二層密度流により高塩分が長時間継続する可能性が示された。

そこで問題は、このような産卵条件がどの程度の頻度で形成されるかである。つまり、その頻度が低ければ、シジミの再生産は安定して行われまいであろう。そこで、6.3.2(2) で述べた方法により過去 3 年間の日単位の塩分侵入量を計算し、シジミ産卵期である夏期の 3 ヶ月の超過頻度（年間あたり）を求めた。結果を図 6.3.88 に示す。図中には平成 12 年 7/3 の値も記入してある。この図より、同日に観測された以上の規模の塩水侵入は、シジミ産卵期に平均 5 回程度発生することがわかる。したがって、ヤマトシジミの産卵・発生が、湖口浅瀬に塩水が侵入した時に生じるという仮説は十分成立し得る。

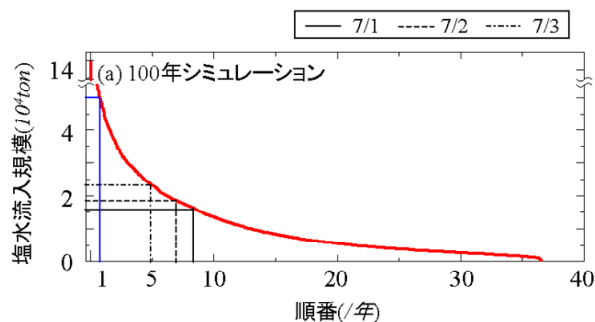


図 6.3.88 現地観測時の塩水流入規模

ところで、ヤマトシジミの成貝は、量の多寡はあるが、湖内の浅瀬全域に生息する。したがって、産卵・発生が主に湖口浅瀬で生じる場合に、どのように湖奥に移動するかが問題となろう。ヤマトシジミの幼生は発生後約一週間は浮遊生活を送るので、その間に湖流に乗って移動すると考えるのが妥当であろう。そこで、夏期の代表的風場における吹送流を計算し、浮遊幼生の移流拡散の程度を推測した。

図 6.3.89 は、小川原湖総合観測所で計測された日平均風速の季節変化(18 年間の平均)だが、シジミの産卵期である 6~8 月の典型風は東南東 4m 程度となっている。一方、図 6.3.90 に示した湖上風パターンでは、総合観測所で東南東 7m の風となっている。そこで、この風パターンを 4/7 に縮小して風場を与え、吹送流と浮遊幼生の移流拡散を計算した。浮遊幼生は中立浮遊粒子であるとし、湖口浅瀬(5m 以浅)に 1 の密度で初期設定し、6 日後に全て着底させた。ただし 13.5m 以深では夏期に貧酸素化する可能性が高いので、そこに着底した幼生は死滅すると仮定した。計算結果を図 6.3.91 に示す。湖奥部に到達する幼生の相対密度は 10^{-3} のオーダーであることがわかる。

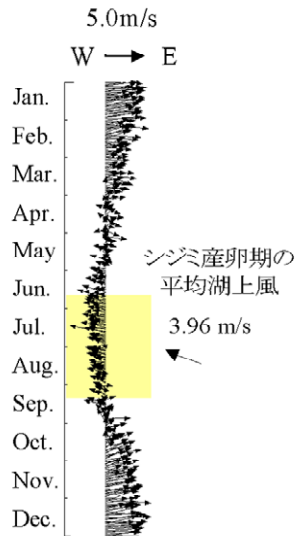


図 6.3.89 小川原湖における湖上風の季節変動

ヤマトシジミの産卵実験の結果によれば、一対の雌雄のシジミからは 10^4 のオダの卵が孵る。図 6.3.82(a)に示したように、湖口浅瀬でのシジミ個体密度は 10^3 個/m² のオダであるから、湖奥に到達する幼生の密度は(全てが生き残ったとして) 10^4 個/m² となる。したがって、産卵が湖口のみで生じているとしても、湖奥にシジミが存在する可能性は十分あるといえる。

このようにして湖奥に着底したヤマトシジミは、図 6.3.83に示したように、湖東岸におけるよりも大きな速度で成長する。実際、小川原湖漁業共同組合では、北東部及び東岸から湖奥部に小型の貝を移植して増産につとめている。湖奥部及び西岸でシジミの成長速度が大きい理由は、図 6.3.63の吹送流分布から推定できる。すなわち、小川原湖に栄養塩を供給する河川は主に南西部に流入するが、それが同図に示される吹送流によって湖内を輸送されるとすれば、藻類の増殖が湖奥部から湖西岸にかけて活発になり、シジミの栄養状態もよくなるというわけである。

以上のように、ヤマトシジミの産卵・発生から幼生の分散および着底後の成長まで、湖水の流動が深く関わっているといえる。

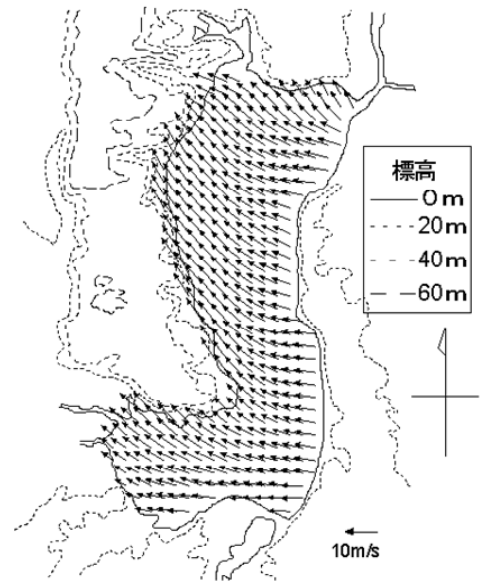


図 6.3.90 湖上風の分布パターン

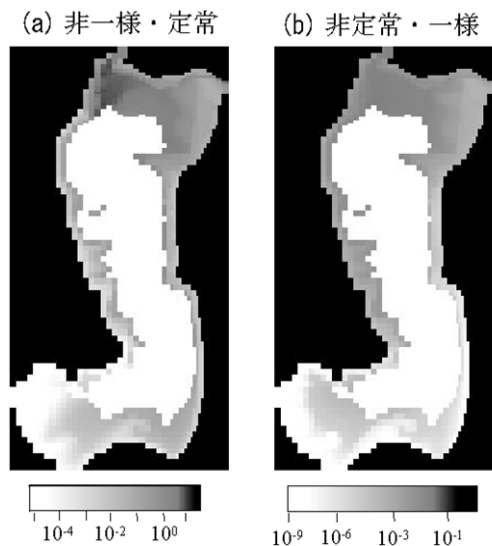


図 6.3.91 幼生着底量

6.3 の参考文献

- 1) 平井幸弘：湖の環境学、古今書院、pp.186 . 1995
- 2) 石川忠晴,板井雅之,小澤康彦：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, 35 巻, pp.191-196, 1991 .
- 3) 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, 40 巻, pp.583-588, 1996 .
- 4) 西田修三,中辻啓二：緩混合河川における流量と塩分輸送量の算定,水工学論文集, 43 巻, pp.869-874, 1999 .
- 5) Tsuruta, Y., Ishikawa, T. and Hayasaka, H.: A stochastic analysis of seawater intrusion to Lake Ogawara, Japan, 4th Int. Cof. on Hydroscience and Engineering, Seoul, 2000.
- 6) 鶴田泰士,石川忠晴,西田修三,藤原広和,村井禎美：小川原湖への海水侵入現象に関わる水理水文データの整備と復元,水文・水資源学会誌, 14 巻, 1 号, pp.13-26, 2001 .
- 7) 西田修三,佐野俊幸,中辻啓二：汽水湖における流動構造と物質循環過程,海岸工学論文集, 48 巻, pp.1116-1120, 2001 .
- 8) 成田舞,石川忠晴,高橋淳：青森県高瀬川の河口変動特性について,海岸工学論文集, 49 巻, pp.526-530, 2002 .
- 9) 藤原広和,石川忠晴,西田修三,鶴田泰士,澤本正樹：高瀬川の複断面河道部における塩水遡上特性,水工学論文集, 44 巻, pp.1005-1010, 2000 .
- 10) 鶴田泰士,石川忠晴,西田修三,成田舞,藤原広和：小川原湖におけるヤマトシジミの繁殖環境について,土木学会論文集, No.705 / -59, pp.175-187, 2002 .
- 11) 西田修三,佐野俊幸,川井晴至,中辻啓二：小川原湖の塩水流入特性に関する数値解析,水工学論文集, 45 巻, pp.1153-1158, 2001 .
- 12) 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 .
- 13) 石川忠晴,長尾正之,盛林哲：小川原湖に発生する傾斜ブルームの音響探査観測,可視化情報, Vol.19, No.72, pp.34-41 .
- 14) 西田修三,佐野俊幸：小川原湖の内部流動と混合現象に関する現地観測,水工学論文集, 45 巻, pp.1159-1164, 2001 .
- 15) 鶴田泰士,石川忠晴：小川原湖における風速分布の現地観測,水工学論文集, 43 巻, pp.1043-1048, 1999 .
- 16) 鶴田泰士,石川忠晴：殻脈を利用した小川原湖のヤマトシジミの成長速度推定,水工学論文集, 42 巻, pp.571-576, 1998 .
- 17) 富士昭：小川原湖の環境とヤマトシジミの生態,小川原湖漁業調査報告書,建設省東北地方建設局高瀬川総合開発工事事務所, 1990