

水工学シリーズ02-A-6

閉鎖性水域の環境水工学の歩みと展望

神戸大学工学部 教授

道 奥 康 治

土木学会
水理委員会・海岸工学委員会
2002 年 9 月

閉鎖水域の環境水工学の歩みと展望

Development and Prospects of Hydro-Environmental Engineering for Enclosed Waters

道 奥 康 治

Kohji MICHIOKU

1. はじめに

広義の「閉鎖水域」は、湖沼・貯水池などの淡水域から汽水域、内湾・内海までを含む総称である。それぞれの水域には固有の水質現象が存在するために、閉鎖水域全般に通用する普遍な水質解析手法を構築することは難しいが、水理・水質現象の基本原理は水域毎にそれほど異なるものではない。本文では、主に湖沼・貯水池などの閉鎖〔陸〕水域を対象にこれまでの研究の歩みをたどり、閉鎖水域全般で共有し応用できる知見について整理する。また、近年急展開している社会情勢や地球環境の動向を考慮しながら、今後の研究の視点について考えてみたい。

閉鎖水域の水環境には水域固有の事象が多いため、まず現地観測に基づく実証から始めるのが正統な研究方法であろう。しかし、条件が制御された室内実験とは違い、観測データは現象の一側面をあらわすにすぎないため、現地観測だけから普遍法則を抽出することはできない。一般には、現象を再現し予測するための解析モデルの構築が必要であり、これを検証するために現地観測データが利用される。すなわち、「現地観測－数値解析」を一对で実施することが多い。実態がわからない現象については、モデル開発に必要な情報を得るために室内実験も必要になる。このように閉鎖水域の研究は様々な方法で実施されているとともに、水工学をはじめ陸水学、衛生工学、生態学、生物学など様々な分野で取り扱われてきた。本来ならば、これまでの知見を水域管理に供するための系統的な整理が必要であるが、本稿の範囲で総括することは難しい。これは免責事項と勝手に解釈させて頂き、本文を以下のように構成する。

まず、湖沼・貯水池の水理・水質特性を概述して、注目すべき問題点を抽出する。次に、閉鎖水域の特異性に起因して発現した工学諸問題の変遷をたどるとともに、水質・生態系の現象を再現・予測するために開発された水質解析モデルの歩みと各モデルの性能・特徴・問題点を整理する。さらに、現時点では水環境解析の中に考慮されていない水質現象のうち重要なものについていくつかの基礎研究を紹介し、解析モデルへ組み込む上での課題を考える。最後に、近年の地球環境や社会環境の動向、水系一環管理など新たな行政指針を視野に入れ、これからあるべき環境水工学の方向について考察する。

2. 閉鎖水域の水理・水質特性

2.1 閉鎖水域に生ずる各種現象

閉鎖水域の第一の特徴は、図-1に示すように(1) 水理過程〔流れ・乱れ・水温成層 etc.〕に関わる現象と、(2) 水質過程〔栄養塩・有機物・生物・酸素などの生産・消滅 etc.〕に関わる現象など、物理的・化学的・生物学的過程が混在し、相互に関係している点である。しかも、現象の時空間スケ-

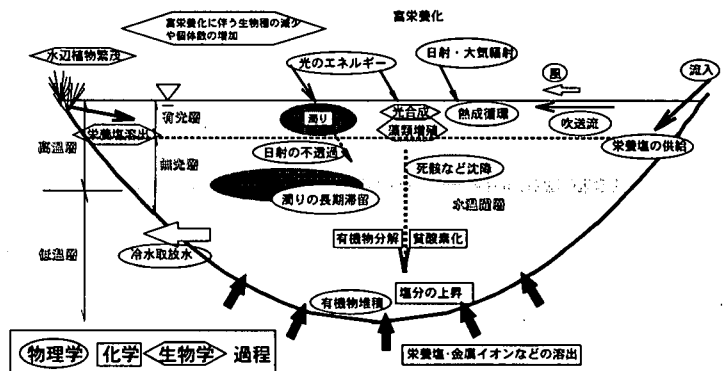


図-1 湖沼・貯水池における各種現象

ルは図-2のように多様であるため、現象のスケールを考慮してモデルの構築や支配方程式の近似化をはかる必要がある。例えば、藻類の分布、風速・風向、水温の分～時間スケールの変動が水質収支に影響することは間違いないが、水質の季節変化を議論する場合には、これらの変動現象を長時間スケールで平均化する必要があり、そのためには何らかの集中定数化とモデルパラメータが介在しなければならない。

第二の特徴は、図-3のように物理・化学・生物現象の全てに水温が影響するという点である。水の密度・粘性は水温とともに変化する。密度変化は水温成層による鉛直輸送抑制や自然対流による鉛直輸送促進をもたらす。周辺や湖盆の地形によって水面熱収支が不均一になると、サーマルサイフォンやサーマルバーという熱成循環流が発生する。

水温にともなう密度・粘性の変化は、懸濁態の栄養塩・有機物や濁質の沈降・浮上に大きく影響する。後述のように藻類の生産活動や呼吸・死滅、動物プランクトンの捕食・死滅、有機物の分解や無機態栄養塩の増減、堆積層内の酸素・有機物収支、底泥からの溶出など、化学・生物学的過程のほとんどにおいて、水温が制限因子となる。

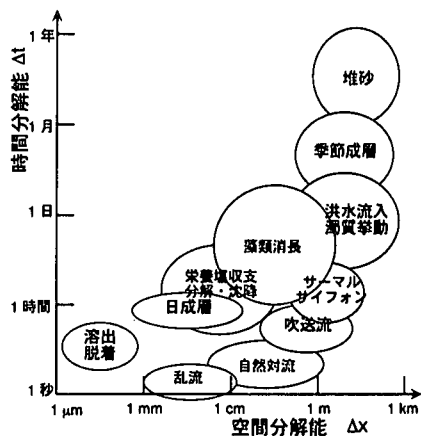


図-2 水質現象の時空間スケール

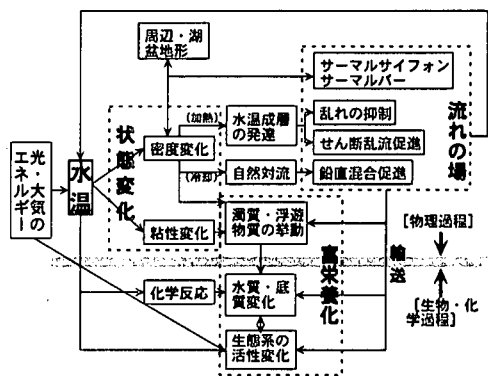


図-3 水質現象と水温の関係

2.2 池内の空間構造

(1) 乱れ、水温、生態系の内部構造

成層期の湖沼・貯水池は図-4のような構造を有する。

a. 水温構造に基づく領域区分

- ①表層 Surface Layer：乱れによって水温が一樣な層。
- ②水温躍層 Thermocline（遷移層 Metalimnion）：水温の急変層。
- ③深水層 Hypolimnion：躍層以深の水温変化が緩やかな層。

b. 乱流構造に基づく領域区分¹⁾

- ①表面混合層 Surface Mixing Layer, SML：風応力、自然対流、河川流入などの擾乱を受けて強い乱流状態にあり、水温・水質が均一に混合した層。
- ②副混合層 Subsurface Mixing Layer, SSML：SML直下の水温躍層に含まれる乱流層。
- ③底面境界層 Benthic Boundary Layer, BBL：セイシュによる往復振動流、湖盆上での内部波の反射・潮

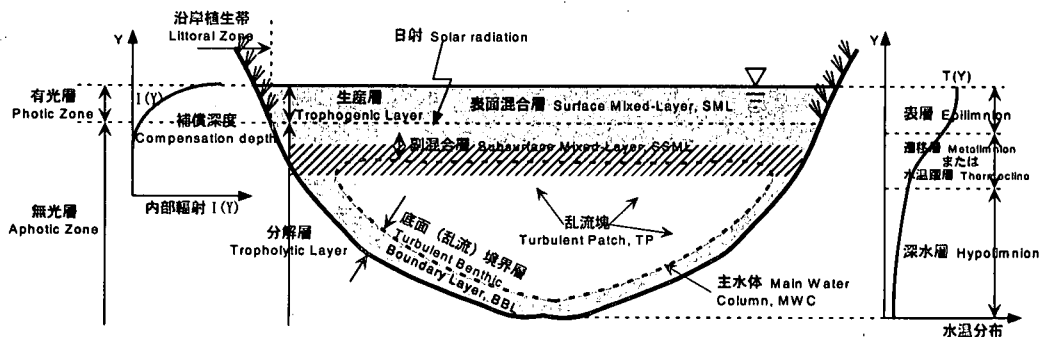


図-4 池内の構造（着色部分は乱流）¹⁾

上・碎波などにより形成される乱流境界層。

- ④主水体 Main Water Column, MWC：大部分が非乱流であるが内部せん断力などにより生成される局所的な乱流塊 Turbulent Patch, TP が散在する。ほとんどが分子拡散と層流沈降による水質輸送であるが、局所的・間欠的に乱流拡散の影響を受ける。

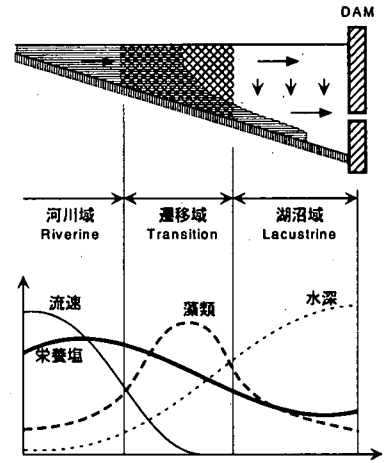


図-5 上下流方向の構造²⁾

c. 生態構造に基づく領域区分

- ①生産層 Trophogenic Zone (有光層 Photic Zone)
- ②分解層 Tropholytic Zone (無光層 Aphotic Zone)
- ③沿岸植生帯 Littoral Zone

d. 各種の躍層

水温躍層 Thermocline 以外にも、対象量によって、化学躍層 Chemocline, 溶存酸素躍層 Oxycline, 密度躍層 Pycnocline, 栄養塩躍層 Nutricline などの躍層が定義される。

(2) 上下流方向の領域区分 (特に貯水池)

貯水池の上下流方向の構造は図-5 のようである²⁾。水深が小さく流速の大きな上流部では河川の挙動を示す (Riverine Zone)。藻類 (植物プランクトン) 活動はほとんどないので栄養塩は消費されず高濃度に保たれる。開水路流から成層流へ遷移する領域 (Transition Zone) では、藻類活動が活発で栄養塩が多量に消費される。流れが微弱な湖沼域 (Lacustrine Zone) に至ると、成層化によって水質は水平方向に均質化される。湖沼域に向かうほど植物プランクトンは減少する。

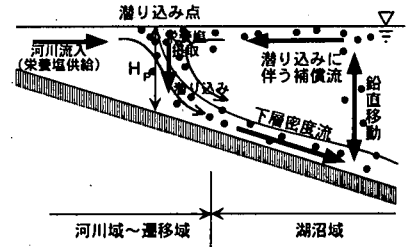


図-6 河川流入にともなう藻類の集積

湖岸帯や河川流入部に淡水赤潮やアオコの集積がよく見られるのは、上記のような原因の他、河川流と藻類挙動との相互関係にも起因している³⁾。すなわち、自泳力のある藻類は昼間に光を求めて表層へと浮上し、図-6 のような河川の潜り込みにともなう補償流に乗って上流側へ集積する。ここで河川の栄養塩を吸収した後、河川密度流とともに潜り込んで湖沼域の中層へ戻り、翌日の日照とともに再び同様の循環を繰り返す。

水質の縦断構造は、貯水池地形、水文条件、成層状態、季節によって異なる。浅い貯水池や河川流入量が大きい場合には、河川域が広く、深い貯水池や河川流量が小さい場合には湖沼域が広がる。河川域と湖沼域の境界は、潜り込み点水深 H_p (図-6 参照) によって定量的に与えられる。 H_p は河川流入の密度流特性を考慮した多くの水理実験、現地観測、数値計算から次式のように求められている⁴⁾。

$$H_p = 1.4 \sim 1.6 \left(\frac{q_0^2}{\epsilon_0 g} \right)^{1/3} \quad (1)$$

ここで、 $\epsilon_0 = (\rho_0 - \rho_s) / \rho_s$ は河川水密度 ρ_0 と貯水池水密度 ρ_s の相対差、 g は重力加速度、 $q_0 = Q_0 / B_0$ は単位幅あたりの流量、 B_0 は流入地点の川幅である。式(1)から、河川流量 Q_0 が大きいほど、また河川水と貯水池表層水の温度差が小さいほど (相対密度差 ϵ_0 が小さいほど) H_p が増加し、河川域が拡大することがわかる。

2.3 湖沼と貯水池の特性比較

(1) 水文・水理特性

貯水池の建設目的から明らかなように、[集水面積] / [水面積] については自然湖沼より貯水池の方が大きいため、貯水池の池水交換率 $\alpha (=1/\tau)$

$$\alpha \text{ (1/year)} = \frac{[Q_0: \text{年間総流入量 m}^3/\text{year}]}{[V_0: \text{総貯水容量 m}^3]} = \frac{1}{\tau} \quad (2)$$

は自然湖沼より大きくなる。ここで、 τ (year)は更新時間である。貯水池では自然外因の他に、取放水や曝気循環などの人為操作も流れの駆動要因である。

(2) 水温成層特性

自然湖沼では表層のみに水温躍層が形成されるのに対し（一

次躍層）、貯水池では取放水口付近にも躍層が形成される（二次躍層）。図-7(a)には成層期の上下層水温差 ΔT と更新時間 τ との相関をあらわす。 τ が大きいほどすなわち停滞性が高い水域ほど ΔT は増加する。成層期の自然湖沼では、河川水の出入りが表層に限定されて深水層が低温に保たれる一方、表層水温は上昇するため ΔT が大きくなる。これに対して貯水池では、取放水によって表層から取放水口までの全層が流動するので、自然湖沼に比べると ΔT が相対的に小さくなる。更新時間 τ が小さいほど両者に成層特性の違いがあらわれる。

(3) 水質特性

全リンの残留率 RP を次式で定義し、湖沼と貯水池について比較すると図-7(b)のようである⁵⁾。

$$RP = \frac{[\text{TP残留量}]}{[\text{TP流入量}]} = \frac{[\text{TP流入量}] - [\text{TP流出量}]}{[\text{TP流入量}]} \quad (3)$$

同じ更新時間 τ の場合、自然湖沼よりも貯水池の方がリンの残留率は高い。このような湖沼と貯水池の水質特性の違いについて、今のところ明解な説明は得られていないが、図-7(a)と逆の関係にあり、かつ相似な特性を示すことから、水温成層とリンの沈降・堆積との間に密接な関連性があることは間違いない。

3. 閉鎖水域における諸問題の推移

3.1 貯水池の冷水害と選択取水

日本では1950年代からダムが大型化した。大水深の貯水池ほど水温成層が発達し、ダム下方に取り付けられた取放水口からは流入水よりも低温の水が放流される。食料増産が求められた当時においては、農業用水の水温低下は深刻な冷水害をもたらした。特に代掻きや田植えが行われる5～6月においては、河川水が暖かいために貯水池表層へと流入し、取放水口にまでいたらない。その結果、低温の水が送水され農作業に支障をきたし稲の生育不良など冷水害をもたらした。低温水の放流は藻類や魚類など下流の生態系にも影響を与えるため、表層取水により河川水と同程度の水温を選択的に取放流する対策がとられた。冷水害対策のみならず貯水池からの濁水の早期排出や火力発電所の冷却取水にも選択取水が有効であることから、密度成層における選択取水の研究が数多く実施された。貯水池の冷水害は技術的にほぼ解決された。

3.2 貯水池の濁水問題

日本の河川は、欧米の大陸諸河川に比べると急峻で生産土砂量が多く、貯水池の堆砂や濁水の長期滞留が顕著である。特に、濁水の長期化は、日本の貯水池における特徴的な水質問題である。

貯水池内の土砂動態を簡略的に示せば図-8のようである⁶⁾。Bed Load成分（粒径が $d_m > 0.1\text{mm}$ の成分）のほとんどは貯水池の堆砂デルタ（頂部・前部堆積層）を形成するのにに対し、Wash Loadのうち大粒径成分

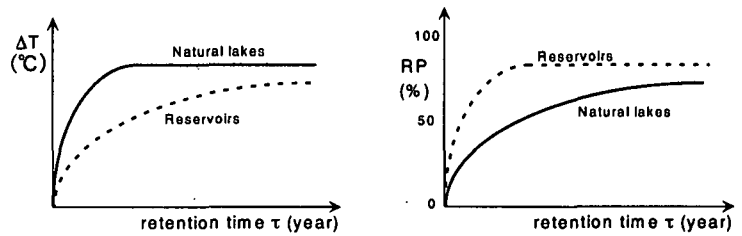


図-7 湖沼と貯水池の比較⁵⁾

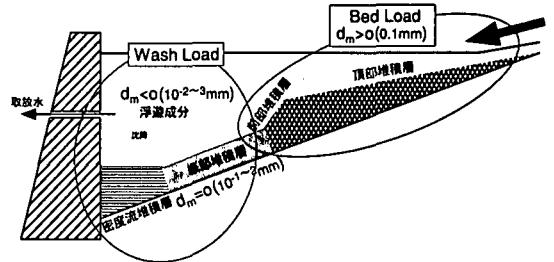


図-8 貯水池内の土砂動態と各成分の粒径

は底部堆積層を構成する。濁水長期化（数日～数ヶ月）の原因となる濁質のほとんどは $d_m = 0 (10^{-3} \text{mm})$ 程度の微細粒径の Wash Load 成分である。

すでに 1950 年代から上水用貯水池では濁水による浄水障害が報告されていたが、水環境問題として研究対象⁷⁾になりはじめたのは、富栄養化問題と同じく 1970 年以降である。これは、水質汚濁防止法などの公害関連法案が審議された 1970 年の「公害国会」の頃であり、社会の関心が公害から環境へ移行し始めた時期に一致する。

濁水長期化の原因は次のようである。

- ・濁質を含む流入水は貯水池の表層水より重いが、深層の低温水よりは軽く密度流として流入する。密度流に作用する有効重力は非常に小さくで進行が遅い。
- ・粒径数 μm の土粒子の沈降速度のオーダーは $0 (1\text{m/day})$ であるのに対し、濁水密度流は流速が $0 (10^3\text{m/day})$ [Reynolds 数にして $0 (10^4)$ 以上] 程度の乱流であり、乱流拡散によって沈降が抑制される。水深オーダー $0 (10\text{m})$ の貯水池底まで沈降するのに要する時間オーダーは $0 (10\text{day})$ となる⁸⁾。
- ・台風期に濁水が流入した後に大循環が発生すると濁質が再浮上して濁水現象が長期化する^{8),9)}。

濁水の長期滞留は、①ろ過池の目詰まり、凝集工程への負荷などの浄水障害、②魚類の忌避行動やエラの運動不良、③日射透過量不足による付着藻類の生育不良、④河口域におけるのり養殖場への被害、⑤河床への濁質付着による底生生物への影響、⑥貯水池や河川の景観障害、などの河川環境問題を発生させる。

濁水長期化を軽減するためには、選択取水設備を利用した濁水の早期排出や清澄水の取放水などの対策がとられる。数値解析モデルの開発によって、濁水挙動を再現予測することは可能になってきたが、貯水池の濁水問題が根本的に解決されたわけではない。

[濁質の生産・供給源としての上流域の特性] $\leftrightarrow$ [濁質変換系としての貯水池] $\leftrightarrow$ [濁水放流にともなう下流域の水質・底質・生態系変化] という相互関係が強く、今後は流砂系の総合管理を推進する上でも水系一環の視点から濁水現象を捉える必要がある。

3.3 富栄養化による有機汚濁

1960～70 年代における環境関連の法令整備によって閉鎖水域の水質は相当程度改善された。これ以降、社会の関心は公害から環境へ、化学汚染から有機汚濁へと移行する。富栄養化にともなう有機汚濁は図-9 のように進行する。化学汚染は人為負荷に起因するが、有機汚濁は植生や土壌など自然要素も負荷源となる。自然の富栄養化は数百年から数万年でゆるやかに推移するのに対し、人為的な富栄養化は数年から数十年の短期間で進行する。

生活雑排水や事業所・工場からの排水など特定汚染源 Point Source に関しては、廃水処理施設や下水道整備など技術的手段によって負荷を軽減できる。しかし、山林・田畑など非特定汚染源 Non-Point Source からの負荷量を削減するためには、土地利用規制・施肥制限など行政施策の役割が大きい。

琵琶湖では、1960 年代からアオコや淡水赤潮など富栄養化が顕著となり、流域の下水道整備を進める一方、昭和 52 年から市民による「粉石鹸運動」によって無リン洗剤の普及活動が展開された。これは、昭和 55 年に施行された「滋賀県琵琶湖の富栄養化防止に関する条例（琵琶湖条例）」へと結実し、図-10 のように BOD や T-P（全リン）濃度の減少など水質が顕著に改善された。しかし、1985 年以降、COD と T-N（全窒素）濃度が横這いしないし微増傾向を示しはじめた¹¹⁾。この原因として非特定汚染源からの負荷が指摘されている。

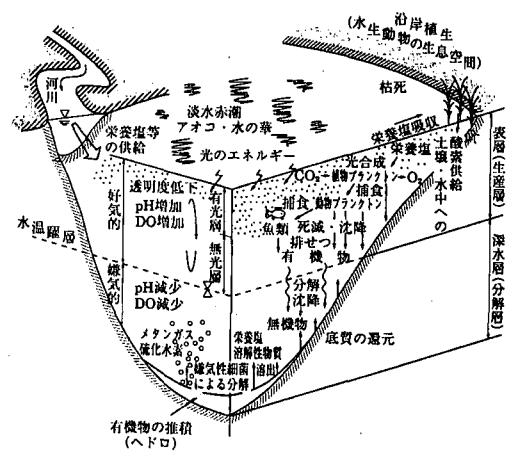


図-9 富栄養化現象の概要

閉鎖水域への物質負荷は流域特性に強く依存することから、流域と水域を一体化した環境管理の必要性が認識される。

3.4 流域植生に起因する有機汚濁

1992年12月、黒部川の出し平ダム(1985年竣工)で排砂ゲートからの土砂フラッシングが始めて実施された。その際、落ち葉など未分解の有機物を含む多量の底泥と貧酸素水が排出され、下流域と富山湾の水質に大きなダメージを与えた。黒部川のような清流では栄養塩負荷が非常に小さいため、富栄養化の原因はほとんどない。出し平ダムの事件は、植生残滓(リター)が有機汚濁を引き起こす実証例である。ほとんど人為負荷のない黒部川水系においてこうした問題が生じたことにより、流域植生が有機汚濁の供給源となることが実証された。このことより、流域と貯水池をリンクした有機物収支の解析が必要であることがわかる。また、排砂の中で生じた水環境問題であることから、今後、流砂系と水環境の連携管理が求められる。これまで、有機汚濁は「栄養塩濃度の高い」一還元すれば「非常に汚れた河川」で発生し、[富栄養化] = [有機汚濁]と暗黙に了解されてきたが、「栄養塩負荷による有機汚濁」と「流域植生起源の有機汚濁」とは異なることに留意を要する。

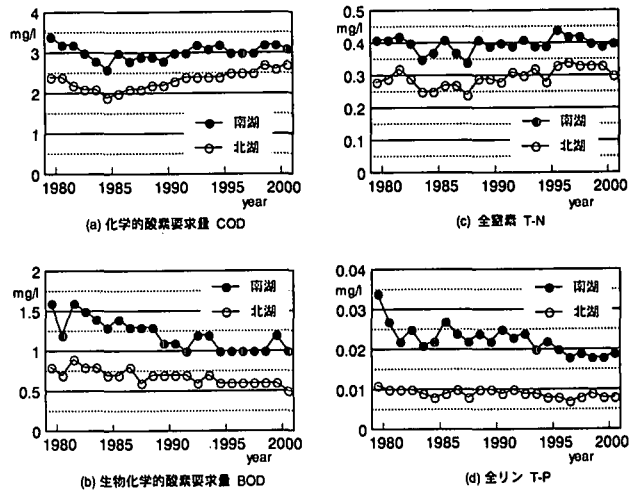


図-10 琵琶湖の水質の推移(年平均値)¹¹⁾



写真-1 琵琶湖の底生動物に関する記事(朝日新聞、2002年)

3.5 地球環境と閉鎖水域の環境

地球環境変化は、少雨傾向、異常洪水・渇水の頻発、温暖化にともなう積雪減少など様々な水文・気象変化を誘発する。1994年の記録的な渇水は戦後最大と言われ、全国の湖沼・貯水池においては水位低下にともなう取水制限と水質悪化が問題となった。将来の小雨傾向が懸念される現在、流量減少と水域温暖化にともなう水質悪化は今後の水域管理に新たな課題をもたらす。

琵琶湖の深水層では年々貧酸素化が進行し、底生生態系に大きな変化があらわれている(写真-1)。その原因として、①富栄養化の進行にともなう酸素消費量の増加と②積雪・融雪出水量の減少にともなう深水層への酸素供給量の減少が指摘されている。①は、流域環境の変化が原因であるが、②は地球温暖化に起因する。

積雪には酸素が豊富に含まれており、融雪水は春先に深水層へと潜り込んで酸素を供給する。いったん水温成層が形成されると、再び大循環が生ずるまで深水層へ酸素が供給されることはなく、有機物の分解によって酸素は消費される一方である。したがって、融雪水による酸素供給が深水層における1年間の酸素環境を左右する。近年、温暖化によって積雪量が減少しているため、深水層の溶存酸素は図-11のように経年的に減少している。図-12に示すように積雪量と深水層の溶存酸素濃度には明確な相関関係があり、積雪量が $7.6 \times 10^8 \text{ ton}$ 以下になると積雪量の減少は深水層の貧酸素化を引き起こす。これより、「地球温暖化→融雪出水量の減少→深水層の貧酸素化→嫌気性底生動物の増加」という湖沼環境の変化が裏付けられる¹²⁾。

4. 水環境解析の歩み

解析対象となる水環境因子は、①流れ、水温、濁度などの物理諸量、②有機物、溶存酸素、栄養塩などの水質諸量、③植物・動物プランクトン、沿岸植生、魚類などの生態系諸量である。水理学の分野では、保存方程式に基づく水理モデルを中心に水環境解析が進展してきた。一方、衛生工学の分野では支配方程式から離れて、観測データに基づく確率論

的な時系列解析モデルを主体に水環境解析が行われてきた。ここでは、前者を中心に研究の歩みをたどる。

空間の分割方法によってモデルは図-13のように分類される。(a) ボックスモデル⇒(b) 鉛直一次元モデル⇒(c) 二次元モデル⇒(d) 三次元モデルの順に現象に忠実な離散化であるが、この順にモデルの複雑性とモデルパラメータが増えるため、パラメータ同定と解析結果の検証には充実した観測データを必要とする。一方、(d)⇒(c)⇒(b)⇒(a)の順に大きな空間スケールで平均化・集中定数化がなされるので、解析が簡便になる反面、平均化の方法によっては誤差をとまうことがある。水域特性と問題に応じて適切なモデルを採択することが重要である。

4.1 ボックスモデル (図-13(a))

水域を1個ないし複数のボックスに分割し、水質変化を解析する。モデルはボックス内の水量・水質の保存則から構成され、運動方程式は用いられない。広い水域では、水平方向に水質が一樣でないために複数のボックスに分割する必要がある。その際、ボックス数を可能な限り少なくし、水質が一樣でボックス間の濃度差がなるべく小さくなるようなボックス群を構成することが基本的な考え方である。

村岡・福島¹³⁾は、モデル化にともなう誤差を許容範囲に納めるために必要な分割数と分割断面の決定法を理論的に求め、ボックスモデルの最適化を行った。村本¹⁴⁾は1ボックスモデルを貯水池に適用して、出水時の濁水流入にともなう放流濁度の経時変化を再現している。富栄養化現象に関しては、Vollenweiderの1ボックスモデル¹⁵⁾が知られている。ボックス内での全リンTPの保存則から、水表面積あたりの全リン負荷量 $L_P(\text{g/m}^2/\text{year})$ と湖内の全リン濃度 $C_P(\text{g/m}^3)$ の関係は次式のように得られる。

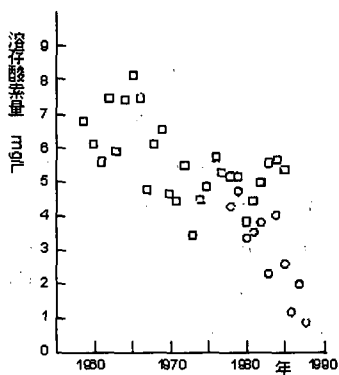


図-11 琵琶湖深水域における溶存酸素濃度の経年変化¹²⁾

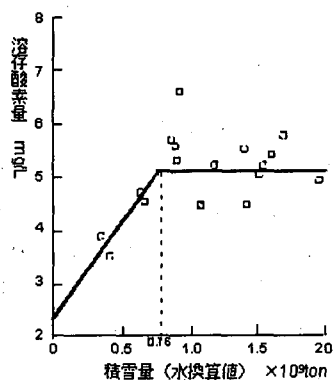


図-12 積雪量と琵琶湖深水域の溶存酸素量との関係¹²⁾

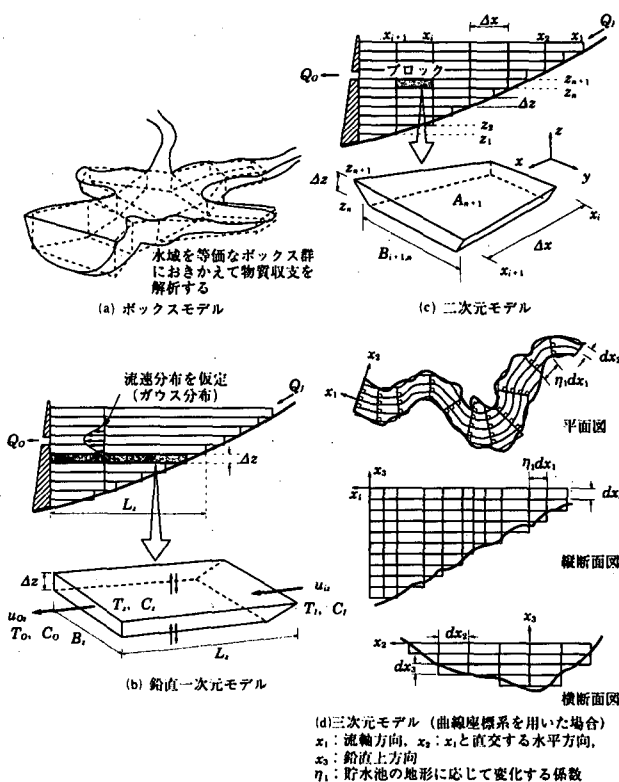


図-13 空間分割方法によるモデルの分類

$$L_p = C_p(w_0 + \frac{H_0}{\tau}) = L_0 + \frac{C_p H_0}{\tau} \quad (4)$$

ここで、 w_0 はみかけの沈降速度（モデル定数）、 H_0 は平均水深(m)、 V_0 は水域容量(m^3)、 Q_0 は流入量($m^3/year$)、 $\tau=V_0/Q_0$ は更新時間(year)である。淡水域においてはリンが制限栄養塩になることが多く、リン濃度が富栄養度の指標の一つと言える。図-14 には、 $C_p=0.01, 0.03g/m^3$ の場合について、式(4)から算定されるリン負荷量 L_p と湖水交換速度 H_0/τ との関係を示す ($w_0=10m/year$ とする)。図中にプロットした湖沼の栄養度からわかるように、 $C_p=0.01, 0.03g/m^3$ はおおむね富栄養化の上下限値をあらわしている。また、同じ栄養塩負荷に対しても、交換速度 H_0/τ が大きい湖沼ほど富栄養化しにくいことがわかる。 H_0 が小さい一すなわち浅い水域ほど富栄養化しやすいと言われるのはこの理由による。

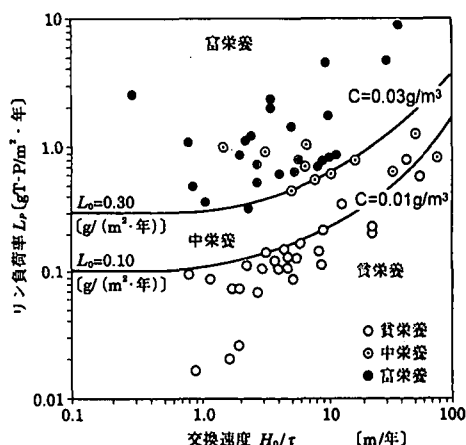


図-14 Vollenweier の 1 ボックスモデルから得られるリンの限界負荷量曲線¹⁶⁾
[$L_p \sim H_0/\tau$ と湖沼栄養度との関係]

4.2 Euler 型の差分モデル

(鉛直一次元、二次元・三次元モデル)

水温成層が形成される場合には、水質も鉛直方向に成層化し、場合によっては水平方向にも不均一になるので、空間分解能の高い離散化が必要となる。水域を領域分割する点で、差分モデルとボックスモデルは等価である。しかし、ボックスモデルでは、ボックス内の均質性を保証できる範囲で極力大きな要素に分割するのに対し、差分モデルでは、数値誤差を小さくするために計算機性能の許容範囲で領域を細かく離散化する。また、差分モデルにおいては微分方程式を数学的に差分化するだけであるが、ボックスモデルでは、交換流量などのモデルパラメータによってボックス間の水質輸送量をあらわす。これらは現地観測データとの比較から同定されるが、同定値の汎用性は保証されず、異なる水域にそのまま適用することはできない。差分モデルにおいても拡散係数など同定されるべきパラメータは含まれるが、支配方程式各項の物理的意味が明確なために、水質拡散に対する成層効果やせん断層の乱流生成率など水質輸送に関する水理学的知見をモデルに導入しやすい。

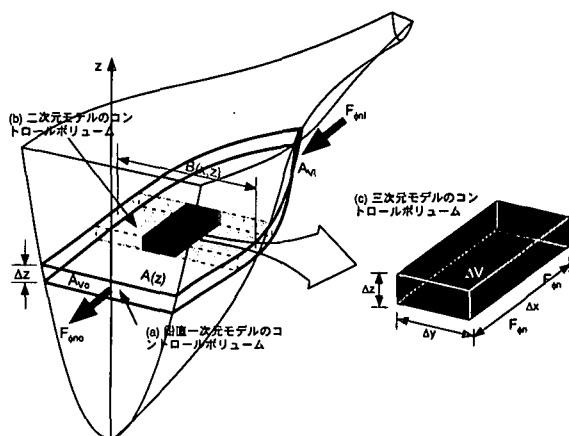


図-15 各差分モデルのコントロールボリューム

差分モデルは分割方法によって、図-15 のように鉛直一次元、二次元、三次元モデルに分類される。コントロールボリューム ΔV に対する物質 ϕ (水温 T 、各種水質濃度 C_k 、運動量 ρu_i など) の保存則は一般的に次のような形式であらわされる。

差分モデルは分割方法によって、図-15 のように鉛直一次元、二次元、三次元モデルに分類される。

コントロールボリューム ΔV に対する物質 ϕ (水温 T 、各種水質濃度 C_k 、運動量 ρu_i など) の保存則は一般的に次のような形式であらわされる。

$$\underbrace{\int_V \frac{\partial \phi}{\partial t} dV}_{(a) \text{ 時間変化率}} + \underbrace{\int_V \frac{\partial u_i \phi}{\partial x_i} dV}_{(b) \text{ 移流}} = \underbrace{\int_V \frac{\partial}{\partial x_i} (\gamma_\phi \frac{\partial \phi}{\partial x_i}) dV}_{(c) \text{ 分子拡散}} - \underbrace{\int_V \frac{\partial}{\partial x_i} (u_i' \phi') dV}_{(d) \text{ 乱流拡散}} + \underbrace{\int_V S(\phi) dV}_{(e) \text{ 生成・消費}} + \underbrace{\int_{A_v} F_{\phi n} dA_v}_{(f) \text{ 境界面フラックス}} \quad (5)$$

ここで、 t は時間、 x_j は空間座標ベクトル、 u_i は流速ベクトル、 γ_ϕ は物質の拡散係数、 (u_i', ϕ') は (u_i, ϕ) の乱れ成分、 $S(\phi)$ は単位体積・単位時間あたりの物質 ϕ の生成・消費量、 A_v はコントロールボリューム ΔV と水体外縁部 (水面、湖盆、取放水口、河川流入部など) との接触面積 (ΔV が池内中央の場合は $A_v = 0$)、 $F_{\phi n}$ は A_v を通過する物質フラックス (例えば、河川流入、底泥からの溶脱着、固定への沈降・浮上拡散、水面一大気

間の熱・物質輸送など)である。

(1) 鉛直一次元モデル

コントロールボリュームは、大きさが $\Delta V = A(z)\Delta z$ のスラブである(図-15 参照)。

a. 熱拡散モデル¹⁷⁾ (Dake & Harleman)

交換率の低い水域を対象として、式(5)の(b), (d), (f)項を省略した熱拡散方程式から水温成層の発達・混合を再現した。受熱時においては熱拡散と日射の水体内吸収によって水温が変化するので再現結果は良好であるが、放熱時には自然対流により乱れと混合が生ずるので乱流拡散項(d)を省略した形で水温変化を

あらわすことに無理がある。近似的には図-16(a)に示すように、損失熱量とのバランスを維持しながら水温逆転部が生じないように水温分布を整形し、 Δt 時間後の水温 $T(z, t+\Delta t)$ と混合層厚さ $h_m(t+\Delta t)$ を求める (Non-penetrative convection の仮定)。しかし現実には、図-16(b)のようにサーマルプルームによる貫入対流 (Penetrative convection) が生ずる。循環期においてはこのプロセスが重要であり、これを再現するためには乱流拡散項(d)の適切なモデル化が必要である。以下に示す差分モデルにおいてはいずれも河川の移流輸送に解析の重点をおいているため、自然対流は図-16(a)のように近似的な取り扱いとなっており、循環期の水質輸送の再現性には問題がある。

b. MIT モデル¹⁸⁾ (Huber, Harleman & Ryan), WRE モデル¹⁹⁾ (Orlob & Selna), 電中研モデル²⁰⁾ (安芸・白砂)

河川の移流を考慮するために、Dake & Harleman のモデル¹⁷⁾に式(5)の(b)項を加える。さらに、河川水は密度の等しいコントロールボリュームへ流入すると考え、 ΔV の上流端の境界面 A_{v1} から熱・物質の流入フラックス F_{qi} が与えられる。コントロールボリュームが取放水口に隣接している場合には、下流端境界面 A_{v2} から流出フラックス F_{qo} が与えられる。これらは式(5)の(f)項に相当する。乱流拡散項(d)は、渦動拡散係数によってあらわされており、乱流モデルは用いられていない。

取水理論によって、密度流の層厚は水温成層が弱い場合に大きく、強い場合に小さくなるという特性があらわれ、これに基づいて流速分布が与えられる。例えば、MIT モデルや電中研モデルでは、流入と流出の流速分布 $u(z)$ が次のようなガウス分布で与えられる。

$$u(z) = u_m \exp\left[-\frac{(z-z_m)^2}{2\sigma^2}\right], \quad u_m = Q / \int_{z_a-\delta/2}^{z_a+\delta/2} \exp\left[-\frac{(z-z_m)^2}{2\sigma^2}\right] B(z) dz \quad (6)$$

ここで、 u_m は流入 (あるいは流出) の中心標高 z_m における流速である。標準偏差 σ は、取水理論から求まる流動層厚さ δ に比例すると考え、次式で与える。

$$\sigma = C_1 \delta = C_1 C_b \frac{Q^W}{\{-(dp/dz)g/\rho_0\}^R} \quad (7)$$

ここで、 C_1, C_b, W, R は係数、 $-(dp/dz)$ は $z=z_m$ における密度勾配、 Q は流量、 g は重力加速度である。

流速分布 $u(z)$ が決まると境界面フラックスは $F_{qi}=u_i(z)\phi_i$, $F_{qo}=u_o(z)\phi_o$ などのように与えられる。

このような鉛直一次元移流モデルは、水温のみならず、濁度、富栄養化水質項目の解析にも適用可能である。宮永・安芸²¹⁾は、粒度分布を組み込んだ濁度保存式を定式化し、分級をともなう濁水現象を再現することに成功した。

(2) 二次元・三次元モデル

コントロールボリュームは、二次元モデルにおいて $\Delta V = B(x, z) \Delta x \Delta z$ 、三次元モデルにおいて $\Delta V = \Delta x \Delta y \Delta z$ となる(図-15 参照)。

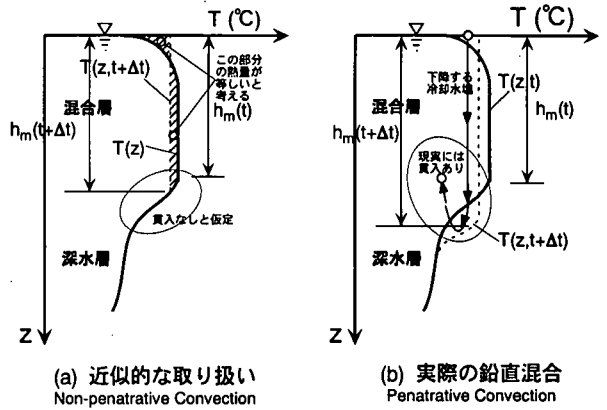


図-16 自然対流における鉛直混合の取り扱い

出水時には、数日スケールの短期間ではあるが水質が不均一に分布し、二～三次元の領域分割が必要になる。水温は鉛直一次元モデルで解析され、その結果に基づいて濁度の二次元解析が行われる場合もある²²⁾。MIT モデル、WRE モデルも同様に二次元バージョンへ展開されている。二次元・三次元モデルの長所は、水質の空間分布を再現できることに加えて、流下方向にも離散化されているために流速を運動方程式から求められる点である。運動方程式は、式(5)において $\phi = \rho u_i$ とおいたものに等しい。岩佐・松尾ら^{23),24)}(京大モデル)や森北・天野²⁵⁾(土研モデル)は、このようなダイナミックモデルを水温・濁度・富栄養化の予測に適用した。取水理論から流速を評価するよりも合理的で水理学的に洗練されたモデルである。

芦田・江頭・古屋²⁶⁾は、混合距離理論を用いて乱流輸送をモデル化し二次元的な流速・水温分布を解析した。水温分布の解に基づいて池内を図-17のようにU,M,D,Fの四領域に分割し、混合距離を用いた乱流理論によって濁質挙動を解析した。ボックスモデルとは異なり、各領域内での水温・濁質輸送は二次元の運動量・濁度保存式に基づき、成層効果を考慮した上で水理学的に解析されている。各領域は以下のである。

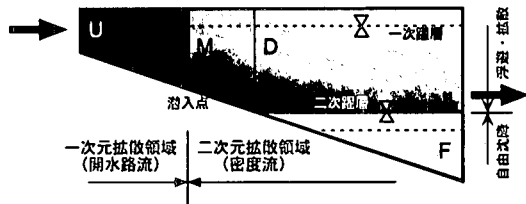


図-17 芦田らの濁度解析モデル²⁶⁾

- ①領域 U: 開水路流の区間。濁度は一次元拡散方程式によりあらわされる（移流＋乱流拡散）。
- ②領域 M: 一次躍層と湖底に挟まれた下層密度流の区間。二次元拡散方程式であらわされる（移流＋乱流拡散＋沈降）。
- ③領域 D: 一次躍層と二次躍層に挟まれた中層密度流の区間。二次元拡散方程式であらわされる（移流＋乱流拡散＋沈降）。
- ④領域 F: 鉛直一次元的に濁質が自由沈降する領域（沈降のみ）。

以上の二次元的・三次元的モデルは大規模出水時のように水質の空間的な不均一性と移流効果が卓越する短時間事象に対して有効である。季節変化のような長期間の水質変化を再現する場合には、鉛直方向の水質輸送を定式化しやすい鉛直一次元モデルが有利である。

(3) 移流モデルの課題

以上のように、差分モデルの多くは河川の移流効果に重点をおいた「移流モデル」であり、芦田らのモデル²⁶⁾を除けば、乱流輸送（式(5)の(f)項）については渦動拡散係数による簡便な取り扱いにとどまっている。自然湖沼、交換率が低い貯水池、低水時、水面積の大きな水域、放熱期の循環混合などを対象にする場合には、河川移流よりも風応力や自然対流の乱流輸送が卓越するため、乱流モデルを導入することが必要である。

4.3 Lagrange 型のモデル

躍層では水質が鉛直方向に急変する。洪水流入時には短時間ではあるが濁度の空間的な変化が大きい。モデルにはこのような水質急変部を再現できるだけの小さな格子間隔が求められる。しかし、水質急変部の位置は時間的に変動するので、Euler 型の離散モデルによって所定の再現精度を得るためには、水質の最急勾配に合わせた小さな格子間隔で水域全体を離散化しなければならない。また、不等間隔格子も採用できない。例えば、鉛直一次元モデルでは躍層の水温勾配に合わせた小さな格子間隔で全水深を離散化することになる。これに対し、Lagrange 型のモデルでは、水質輸送に追従して水塊ブロックが自動的に移動、収縮・拡大、生成・消滅するので、水質構造に応じて空間分解能が確保されるとともに、不要に細かい離散化を必要としない。代表的なラグランジェ型モデルとして DYRESM: DYnamic REservoir Simulation Model^{27),28),29)}を以下に示す。

図-18 のように、物質量を保存しながら、様々な大きさのスラブ群が水質輸送とともに上下方向に伸縮・移動する。各スラブ内の体積収支に応じて格子間隔が自動的に調整されるので、水質変化とともに最適な離散化システムが時々刻々更新される。水質が急変する躍層部ではスラブが薄くなり、均質に近い混合層では

スラブの間隔が厚くなる。

図-18 のように、貯水池を湖底から水面まで N 層に分割する。第 j 層の標高を z_j 、層厚を Δz_j とする。各層の体積 ΔV_j と水平面積 A_j は地形と標高 z_j から与えられる。各層毎に、標高 z_j ・水温 T_j ・塩分 S_j ・運動量（流速） U_j の初期値が与えられ、それらの変化は保存則と境界条件に基づいて算定される。空間分解能と数値計算の安定性を保証するために各層の厚さ Δz_j と体積 ΔV_j の上下限値が設けられ、 Δz_j または ΔV_j が下限値に至ると直上の第 $(j+1)$ 層と合体させ、新たな第 j 層とする。 Δz_j または ΔV_j が上限値に至ると同一の物理量を有する二層に分割する。

DYRESM では、河川流入と水面熱収支の他に、①風応力による吹送流・セットアップ・混合、②自然対流による鉛直混合、③層間の速度せん断による乱れの生成、④湖底面での掃流力、⑤「水体－湖底」間の境界混合、⑥深水層内に散在する乱流塊（図-4 参照）による水質拡散、⑥気泡噴流による曝気循環、など様々な乱流輸送が考慮されている。この点で、移流モデルよりも鉛直混合や乱流拡散の再現性に優れている。

図-4 に示すように、表層の乱流特性は水質輸送に重要な役割を果たすので、①、②、③の乱流現象については乱流輸送エネルギー-Turbulent Kinetic Energy と熱エネルギーの保存則に基づいた積分型乱流モデルが適用されている。まず、外力の大きさと密度成層度に基づいて、有効な擾乱エネルギー E_a と層間を混合させるのに要するエネルギー E_b を算定する。これに基づき、図-19 のように、 $E_a > E_b$ となる第 $k \sim N$ 層を表層（混合層）Epilimnion、 $E_a < E_b$ となる第 $1 \sim k$ 層を深水層 Hypolimnion と定義する。風応力による躍層面の内部せん断（③）や湖底の掃流力（④）については、図-19 のように（水温 T_E 、厚さ h_E ）の表層と（水温 T_H 、厚さ h_H ）の深水層からなる二層系とみなして算定される。鉛直混合量は深水層の表層への連行速度 dh_E/dt として、TKE 方程式に基づき以下のように与えられる。

$$\underbrace{\left[\frac{C_T}{2} q^2 + \frac{\Delta \rho g h_E}{2 \rho_0} + \frac{g \delta^2}{24 \rho_0} \frac{d(\Delta \rho)}{dh_E} + \frac{g \Delta \rho \delta}{12 \rho_0} \frac{d\delta}{dh_E} \right]}_A \frac{dh_E}{dt} = \underbrace{\frac{C_K}{2}}_C \underbrace{(w^3 + \eta^3 u^3)}_D + \underbrace{\frac{C_S}{2} \left[\Delta U^2 + \frac{\Delta U^2}{6} \frac{d\delta}{dh_E} + \frac{\Delta U \delta}{3} \frac{d\Delta U}{dh_E} \right]}_E \frac{dh_E}{dt} \quad (8)$$

ここで、 $q = (w^3 + \eta^3 u^3)^{1/3}$ は風応力 $\tau = \rho_0 u^2$ と自然対流による複合乱れの速度スケールであり、自然対流の速度 w は熱膨張係数 α と水面での放熱フラックス $\overline{w'\theta'_s}$ から $w = (\alpha g \overline{w'\theta'_s} h_E)^{1/3}$ で与えられる。 δ は図-18 に示すような表層直下のせん断層の厚さで、 $\delta = 0.3 \Delta U^2 / (\Delta \rho g / \rho_0)$ により与えられる。 $(\Delta U, \Delta \rho)$ はそれぞれ、せん断層における流速と密度の上下偏差、すなわち、 $\Delta U = U_s - u(h_H - \delta)$ 、 $\Delta \rho = \rho_s - \rho(h_H - \delta)$ であり、 (U_s, ρ_s) は、それぞれ表層の流速と密度（第 $k \sim N$ 層（表層）は一様に混合しているので、 $j = k \sim N$ に対し $T_j = T_s$ 、 $\rho_j = \rho_s$ 、 $U_j = U_s$ で一様と考える）、 (C_T, C_K, C_S, η) は定数である。

各項の内訳は以下のようなものである（TKE の散逸は C_T, C_K, C_S などの係数に算入されている）。

A TKE の時間変化率

B 深水層の連行と躍層でのせん断乱れによるポテンシャルエネルギーの変化

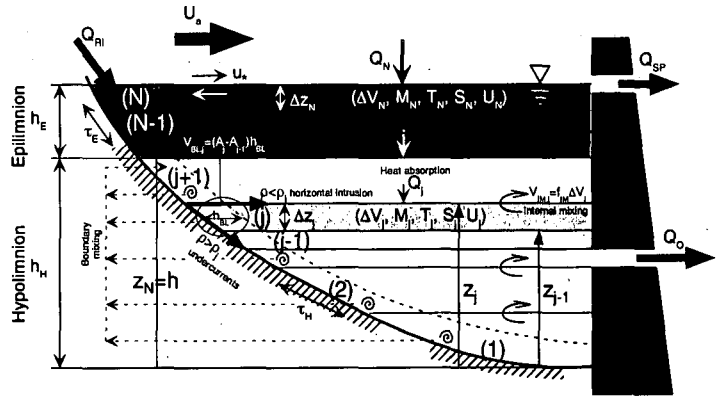


図-18 DYRESM における離散化と水質収支の考え方

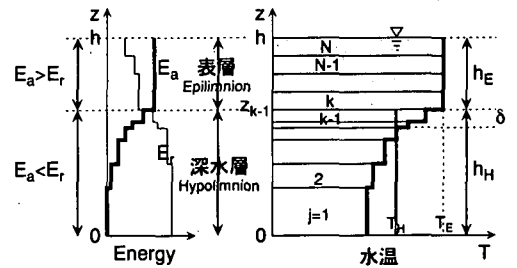


図-19 表層と深水層の定義

C 自然対流による TKE の生成

D 水表面での風応力による TKE の生成と表層内における TKE の拡散

E 躍層での内部せん断による TKE の生成

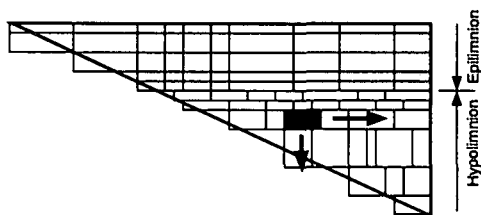


図-20 二次元の Lagrange 型モデル

洪水時のように数日から数週間程度の短期間で大きな水質変化がある場合には、二次元的な取り扱いが必要になる。Hocking & Patterson³⁰⁾は一次元の DYRESM を図-20

のような二次元システムへ拡張した。同図のように水塊ブロックが二次元的に挙動し水質変化が再現される。

4.4 水質解析上の留意点

図-2 のように閉鎖水域の現象は広範な時空間スケールからなるため、対象とする現象とモデルの特性に応じて解析手法を使いわけける必要がある。領域分割法としては、ボックスモデルよりも三次元モデルの方が精緻で洗練されているが、モデルのパラメータ同定に用いられる現地観測資料がどの程度整備されているか、環境評価において何が求められているかなどを考慮してモデルを採択する。実際現象に忠実に精緻なモデルほどシステムが複雑になるので、モデル・チューニングのための観測資料が豊富に求められ、数値計算の安定性・収束性、数値拡散など解析上の不安定要素が増える。

水質の季節変化を予測評価する場合には、ある程度大きな時空間スケールで平均化した鉛直一次元モデルが有効である。しかし、出水時の現象や、風による深層水湧昇など突発的な水質事象、水平方向の水温不均一性によって生ずる熱循環流、出水や藻類の異常増殖など短時間で変動する三次元性の強い水質現象に対しては二次元・三次元のモデル化が必要になる。

浅い湖や深層水質を対象にする場合には、底泥からの溶出負荷が重要になり、わずか数 mm～数 cm の厚さの濃度境界層における溶脱着過程が問題となる。このようにミクロな領域分割は不可能であるため、境界面での物質輸送に関するサブモデルが必要になる。

移流が卓越する豊水期と流量が少ない低水時とでは、移流項と乱流拡散項の水質輸送に対する貢献度が異なる。成層期と循環期を比較した場合、後者においては乱流が移流より重要になる。水表面積の大きな水域では風応力による乱れや風成循環流が卓越する。このように対象水域と水文・気象条件によって支配因子が変化するため、乱流輸送と移流をともに組み入れた水理モデルが必要である。

5. 基礎研究の歩みと今後の展望

水質解析の発展とともに、モデルを構成する部品として各種現象に関する基礎研究も活発に展開された。数は限定されるが、いくつかの研究事例を紹介し、モデル化に際しての留意点や環境水工学の基礎研究について今後の視点・展望を述べる。

5.1 成層特性に関するパラメータ

詳細な水質解析を実施する前に、どのモデルが適切かを判断しなければならない。そのためには、対象水域の大域的特性を事前に把握することが必要である。ここでは、水質分布の不均一性の指標となる成層度パラメータを考える。

(1) Richardson number : R_i

$$R_i = \frac{\Delta \rho g l_z}{\rho_0 U^2} \text{ (二層系)} \text{ or } = \frac{N^2 l_z^2}{U^2} \text{ (連続成層系)} \quad (9)$$

ここで、 $\Delta \rho$ は水温成層を二層系とみなした時（成層が強い場合）の上下層密度差、 ρ_0 は基準密度、 $N^2 = -(g/\rho_0)(\partial \rho / \partial z)$ は水温成層を連続成層系とみなした時（成層が弱い場合）の浮力振動数、 l_z は表層混合

層厚さ h_E や水深 H などの鉛直スケール, U は外力の速度スケール (風の摩擦速度 u_* , 河川流速 U , 自然対流速度 w_* など) である。 R_i の分子は成層安定度を, 分母は擾乱外力の大きさをそれぞれあらわす。 R_i が大きいほど鉛直混合が弱く, 水質の成層化が顕著になる。逆に, R_i が小さいほど混合によって水質が鉛直方向に均質化しやすい。 R_i は鉛直方向の水質不均一性と混合強度を計る指標である。

(2) Wedderburn number, W

$$W = \frac{\Delta \rho g H}{\rho_0 U^2} \cdot \frac{H}{L} = R_i \cdot \frac{H}{L} \quad (10)$$

ここで, H は水深, L は水域長さ (吹送距離) である。 W は水平外力 (風応力, 河川流入など) による成層構造の傾斜の大きさ $\tan \beta \sim \rho_0 U^2 / \Delta \rho g H$ と湖盆地形のアスペクト比 H/L との比率をあらわす。つまり, 成層構造の扁平度と湖盆地形の扁平度の比をあらわす。 W が大きいほど, 相対的に水域が深くて狭い—あるいは水質の鉛直変化に比べ水平変化が小さくなり, 鉛直一次元的な分布を有する。逆の場合には, 水質分布の二～三次元性を無視できない。外力として風応力を考える場合には速度スケール U として風応力の摩擦速度 u_* を用いて W を定義する。この時, W は深層水の湧昇限界条件を与え, $W < 1$ の時には深層水が湧昇する (東京湾の青潮, 三河湾のニガ潮など) ^{31), 32)}。

(3) Lake number: L_N

Wedderburn number W は, [深層水を表層へ持ち上げるのに要する仕事量: $\Delta \rho g H^2/2$] と [水平外力のエネルギー: $(\rho U^2/2) \cdot L$] の比であり, これを用いて成層の傾斜が定量化された。次に, モーメント比: [成層の復元モーメント] / [水平外力による成層の転倒モーメント] をあらわすパラメータ Lake number L_N を用いて同様のことを考える。外力として風応力を考えると, L_N は図-21 から次のように定義される。

$$L_N = \frac{S_i h_E}{\rho_0 u_*^2 A_s^{3/2} (H - z_g)} \quad (11)$$

ここで, $S_i = \int_0^H (z_g - z) \rho(z) g A(z) dz$ は密度成層のポテンシャルエネルギー, z_g は水体の体積重心, $A_s = A(H)$ は水表面積, h_E は表層の厚さである。水域の水平スケールは $L = A_s^{1/2}$ としている。

W は二層系についてだけ算定されたのに対し, L_N は, 式(11)からわかるように, 任意の密度分布に対して算定可能である。二層系の場合には W と L_N が一致する。実際の水温構造は躍層を有しながらも連続的な成層であるので, L_N と二層系に近似して求めた W とは異なる値をとる。両者の違いを理解するために図-21 のような遷移層を有する三層系を対象に, 風応力に対する成層応答特性を分類すれば以下ようになる ³³⁾。

[$W \gg 1, L_N \gg 1$ の時]: 成層は風下方向に傾斜するが湧昇はなく, 鉛直一次元的な成層構造を保つ。

[$W < 1, L_N \approx 1$ の時]: 躍層は湧昇するが, 深層層は動かず水平に維持される。

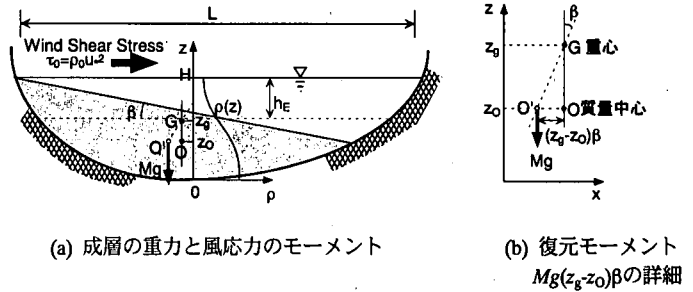


図-21 成層水域に風応力が作用した場合の力のモーメント

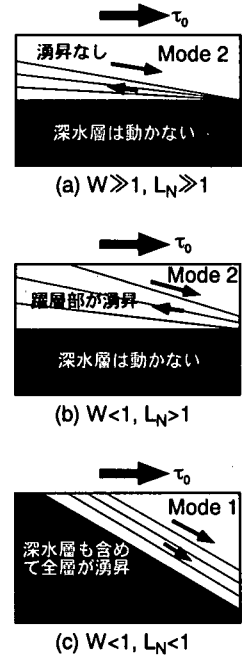


図-22 W と L_N にもなう成層応答特性の違い

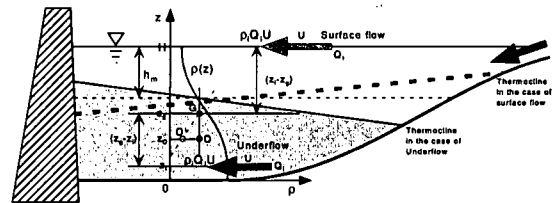


図-23 河川流入に対する L_N の求め方

[$W < 1, L_N < 1$ の時]: 成層構造が全体的に傾斜し深水層が湧昇する。水質の鉛直一次元性は失われる。

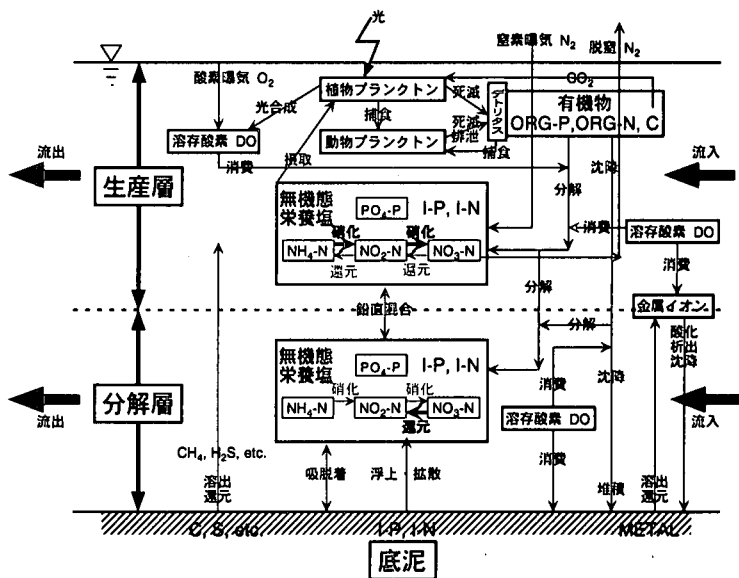
河川流入に対する L_N についても、図-23 のように、密度 ρ_i の河川水が流量 Q_i (流速 U) で流入する時の流入力積による転倒モーメントと、密度成層の復元モーメントのつり合いから同様に定義される。以上のようにして風の擾乱、河川流入、さらには曝気循環による転倒モーメントを足し合わせれば、複合外力が作用する場合の L_N を次のように定義できる²⁸⁾。

$$L_N = \frac{S_t^{\text{dy}} h_m}{\rho_0 \mu_s^{2/3} (H - z_g)^{3/2} + \rho_0 g^{2/3} Q_0^{2/3} H^{4/3} A_s + \rho_i Q_i U (z_g - z_i) A_s^{1/2}} \quad (12)$$

ここで、 Q_0 は曝気循環における送気量である。

(4) 成層度パラメータの利用法

以上の成層度パラメータを用いれば、鉛直方向に水質が一樣か成層化しているか、水平・鉛直方向の水質変化率はどの程度か、など限られた現地の情報から大域的な水質分布特性がわかる。これに基づきボックスモデルから三次元モデルに至るまでの水質モデルが適切かを判定することができる。



5.2 水質・生態系の収支

閉鎖水域の水環境を再現する

図-24 池内の水質・生態系の収支

には、流れや乱れに加えて水質・生態系の収支を定式化する必要がある。水質・生態系モデルの一例を示せば図-24 のようである。水質・生態系の各要素は相互にリンクして WEB を構成している。水環境解析においては、各種モデルのコントロールボリュームに対して図-24 の諸量に関する保存式群を定式化し、物理系諸量の保存式群と連立して解く。項目毎に定式化が異なるのは、式(5)の(e)生成・消滅項 $S(\phi)$ だけであり、その他の項は物理系の水温・濃度諸量と共通の形を有する。ここでは、一例として植物プランクトン濃度（クロロフィル a) C_p と溶存酸素濃度 DO の二項目について、鉛直一次元モデルのコントロールボリューム(図-15,18 参照)における生成・消滅項 $S(\phi)$ のモデル化を紹介する。

(1) 植物プランクトン (クロロフィル a) 濃度: C_p (mg·chl-a/l·day)

$$S(C_p) = \left(\begin{array}{c} G_p \\ \text{増殖 (光合成)} \end{array} - \begin{array}{c} D_p \\ \text{呼吸・死滅} \end{array} - \begin{array}{c} G_z \\ \text{捕食} \end{array} \right) C_p + \frac{1}{\Delta V_j} [C_p \cdot w_{CP} \cdot ND \cdot A]_{j-1}^j \quad (13)$$

各項は次のようにモデル化される。

a. 増殖 (光合成): G_p

植物プランクトンの増殖速度 G_p は温度、光、栄養塩の制御関数を考慮して以下のように定式化される。

$$G_p = \mu_{\max} \cdot \beta_s \cdot f_{GP}(T) \cdot f(I) \cdot f(IN) \cdot f(IP) \quad (14)$$

ここで、 $\mu_{\max}$ は 20℃ を基準とする可能最大増殖率、 β_s は混雑係数である。 $f_{GP}(T)$ は温度 T 、 $f(I)$ は光強度 I 、 $f(IN)$ と $f(IP)$ は無機態窒素濃度 IN と無機態リン濃度 IP に関するそれぞれ制御関数である。ここで制御関数とは、環境因子が光合成を制御しない (すなわち最適な量の) 場合に 1 をとり、それ以外は 1 以下となって光合成

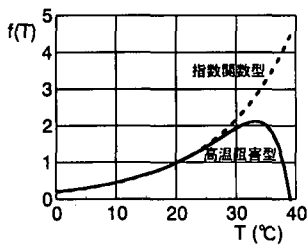


図-25 温度制御関数 $f_{GP}(T)$

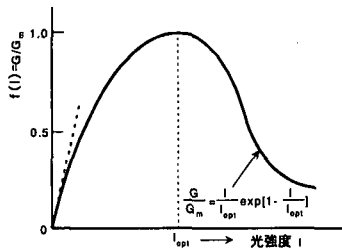


図-26 光制御関数 $f(I)$

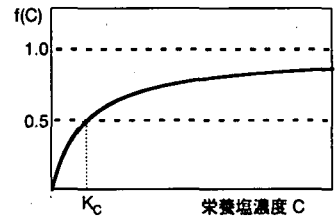


図-27 栄養塩制御関数 $f(C)$

を制御する関数である。温度 $f_{GP}(T)$ については図-25に、光強度 $f(I)$ については図-26に、栄養塩濃度 $f(IN)$ と $f(IP)$ については図-27に、それぞれの例を示す。関数形は、プランクトン種により異なる。例えば、ケイ藻についてはケイ素濃度 S_i に関する制御関数 $f(S_i)$ も乗じなければならない。

b. 呼吸・死滅: D_p

呼吸も死滅も植物体の燃焼 (C_p の減少) と酸素消費という意味で物質収支的には同じ取り扱いをする。呼吸・死滅による Chl-a の減少速度 D_p は次式のように水温に依存する (感潮域では塩分 S も制御関数となる)。

$$D_p = k_{RP} \cdot f_{DP}(T) \quad (15)$$

ここで、 k_{RP} : 20℃を基準とする植物プランクトンの死滅率係数 (1/day) である。 $f_{DP}(T)$ についても図-25の $f_{GP}(T)$ と同様の関数形を与える。

c. 捕食: G_z

$$G_z = k_g \cdot f_w(C_p, BOD) \cdot f_z(C_p, BOD) \cdot \underbrace{\left(\frac{Z_p}{IC} \right)}_{\text{Chl-aへの換算}} \cdot f_{GZ}(T) \quad (16)$$

ここで、 k_g は捕食率、 IC は炭素の Chl-a への重量換算比、 Z_p は動物プランクトン濃度 (炭素重量換算)、 $f_{GZ}(T)$ は捕食に関する温度制御関数である。式(16)においては、植物プランクトン捕食 (生食連鎖) とデトリタス捕食 (腐食連鎖) の両方を考え、いずれをどの程度の割合捕食するかをあらわす制御関数 $f_w(C_p, BOD)$ を以下のように考える (ここでは、デトリタス濃度を BOD で代替している)。

$$f_w(C_p, BOD) = \frac{P_{\text{Chl-a}} \cdot C_p \cdot IC}{\underbrace{P_{\text{Chl-a}} \cdot C_p \cdot IC}_{\text{植物プランクトン捕食}} + \underbrace{P_{\text{BOD}} \cdot BOD \cdot Y_{\text{CBOD}}}_{\text{デトリタス捕食}}} \quad (17)$$

ここで、植物プランクトン C_p がデトリタス (BOD) より多い場合には $f_w(C_p, BOD) \rightarrow 1$ となり、植物プランクトンの捕食が多くなる。逆に、 C_p が少ない場合には $f_w(C_p, BOD) \rightarrow 0$ となり、餌としての植物プランクトンが枯渇するために捕食量が減少し、逆に BOD を捕食する傾向が強くなる。 $P_{\text{Chl-a}}$ や P_{BOD} は動物プランクトン毎の餌の嗜好性に関わるモデル定数であり、 Y_{CBOD} は BOD から炭素 C への重量換算比である。

$f_z(C_p, BOD)$ はえさ総量 ($C_p \cdot IC + BOD \cdot Y_{\text{CBOD}}$) (炭素換算値) に関するミハエリスメンテン型の捕食制御関数で、植物プランクトン・デトリタスを問わず、えさ総量が十分ある場合には1に漸近する。

$$f_z(C_p, BOD) = \frac{C_p \cdot IC + BOD \cdot Y_{\text{CBOD}}}{K_{ZP} + C_p \cdot IC + BOD \cdot Y_{\text{CBOD}}} \quad (18)$$

d. 沈降

沈降速度 w_{CP} はモデル定数として与える。湖底と接する部分 ($A_{zi} - A_{zi-1}$) には堆積し、コントロールボリューム外へ出ていく。

(2) 溶存酸素濃度: $DO(\text{mg/l} \cdot \text{day})$

DO の生産・消滅項は次式であらわされる。

$$S(DO) = \frac{K_N(C_A - DO_N)}{\Delta z_N} \times ND + \frac{G_P \cdot C_P \cdot IC \cdot Y_{OC} (1 - K_P)}{\text{光合成}} - \frac{D_P \cdot C_P \cdot IC \cdot Y_{OC}}{\text{呼吸・死滅}}$$

$$- \frac{k_{COD} \frac{DO}{K_{COD} + DO} f_{COD}(T) \cdot COD}{\text{分解}} - \frac{D \cdot \phi \frac{y \cdot DO}{1 - \exp(y \cdot D_{OX})}}{\Delta V_j} (A_j - A_{j-1}) \times ND \quad (19)$$

大気との交換 堆積層による酸素消費

ここで、 K_N は「水－大気」境界面での気体交換係数、 K_P は光呼吸率、 Y_{OC} は光合成反応式における酸素と炭素の重量換算比、 C_A は大気中の酸素濃度、 DO_N は最上層（第N層）の溶存酸素濃度、 D は湖底境界層における拡散係数、 ϕ は底泥堆積層の間隙率、 $y=1.386/D_{OX}$ 、 D_{OX} は好気層の厚さである。式(19)において大気との交換はバルク式を用いている。藻類の光合成によるDOの生産と呼吸・死滅によるDOの消費は式(13)における生産項 G_P と呼吸・死滅項 D_P に対応している。分解項においては好氣的分解による酸素消費のみが考慮され、DO濃度に関するミハエリス－メンテン型の制御関数 $\frac{DO}{K_{COD} + DO}$ と温度制御関数 $f_{COD}(T)$ が乗じられている。

「水－堆積層」の接する面（ $A_j - A_{j-1}$ ）では堆積物質により酸素が消費される。

(3) 水質生態系モデルに対する今後の視点

水質生態系モデルにはいくつかのバージョンが考えられる²⁵⁾。例えば、有機態栄養塩はデトリタスや有機物へ算入し無機溶存態のみを栄養塩の変数とする方法、アンモニア態・亜硝酸態・硝酸態窒素の区別をつけずに無機態窒素の総量を一つの変数とする方法、有機態＝懸濁態、無機態＝溶存態とせずにそれぞれ別個の変数として厳密に区別することなど、様々な近似・精緻化は状況に応じて判断する。

図-24のモデルでは、生態系の上位が動物プランクトンで閉じているが、魚類や底生生態系などを考慮することもある。汽水域においては塩分を制御因子として加え、淡水・海水側双方の生態系をともに考慮しなければならない。沿岸帯が急峻な場合、沿岸生態系の占める役割は小さいが、沿岸帯が広い場合や浅い水域では水生植物や底生生物が栄養塩・有機物収支に大きな役割を果たす。マクロファイトや付着海藻など大型植生の消長については、植物プランクトンの収支式(13)のように各因子の変化に応じて直ちに反応するものではなく、成長の時間履歴にも依存する。大型の生態系を取り組むほど生活史を考慮したモデル化³⁴⁾が必要である。今後、個々の生態系に関する研究の進展が望まれる。

5.3 境界面での物質交換

水域が広く閉鎖性が高いほど流出入による物質収支以上に「大気－水」、「水－堆積層」など境界面における物質交換が重要な役割を果たす。大阪湾などの閉鎖海域の富栄養化に関しては、流域からの外部負荷に相当するくらいの内部負荷があると言われる。溶存酸素収支式(19)の右辺第1項・第5項のように、境界面での物質交換は水質・生態系モデルの中で予測精度を左右する重要なサブシステムである。「大気－水」境界面の輸送については竹原・江藤らの研究レビュー³⁵⁾に詳しくまとめられているので、ここでは「水－堆積層」境界面での物質交換に関する研究事例を紹介する。

図-28のように水から底質へと供給され、堆積層内で消費される物質Cの収支を考える。水側の拡散輸送速度 F_1 の方が堆積層内の生物・化学反応によるCの消費速度 F_2 より大きい場合、物質輸送速度は堆積層内の反応に律せられる（図-28(a)）。逆に、 $F_1 < F_2$ の場合には拡散律速の物質輸送となる（図-28(b)）。このように境界面での輸送速度は、遅い方の過程によって規定される。これは「水－

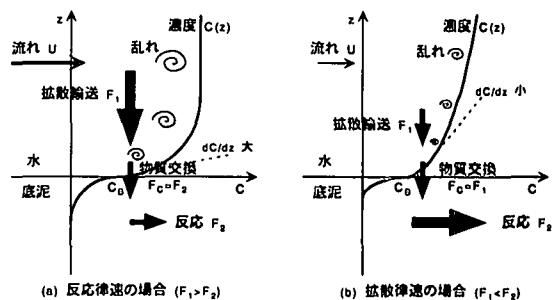


図-28 水－堆積層境界面における物質交換

大気」境界面でも同様である。

(1) 底質による溶存酸素消費

中村³⁶⁾は堆積層の物質を酸化するのに消費される溶存酸素 DO の消費速度 Sediment Oxygen Demand SOD, J_0 を水側の拡散輸送量

$$J_0 = -D_z (\partial C / \partial z) \quad (20)$$

と堆積層側の生物・化学反応による酸素消費量

$$J_0 = \left[a \frac{C_B}{K_C + C_B} + k' C_B \right]^{1/2} \quad (21)$$

[生物反応] [化学反応]

との連立から求めた。ここで、 D_z は乱流拡散係数（流速 U の増加関数）、 a, k' は係数、 K_C は半飽和定数、 C_B は界面での DO 濃度である。

無次元酸素消費速度 J_0 の解は、無次元流速 U と化学反応速度定数 k' の関数として図-29 のように得られている。流速 U が小さい場合には水側の拡散輸送が小さく、SOD は拡散律速となる。流速が大きくなると拡散による水側の物質輸送が促進されるので、堆積層内の反応が SOD を律速ようになる。反応律速の場合、 U にともなう J_0 の変化は小さく、化学反応速度 k' の影響の方が大きくなる。

(2) リンの溶出速度

水側から供給される DO は堆積層内の微生物により消費される一方、堆積層中の Fe^{2+} を酸化して懸濁態の水酸化第二鉄 $Fe(OH)_3$ を生成する。この時、リン酸態リン $PO_4\text{-P}$ が $Fe(OH)_3$ の粒子に速やかに吸着し、リンの溶出は抑制される。逆に、嫌気条件下では $Fe(OH)_3$ が分解されて Fe^{2+} が溶出するとともに $PO_4\text{-P}$ が脱着する（図-30）。このようなリンの吸脱着過程においては、水側の DO 濃度と流速 U 、堆積層内の $PO_4\text{-P}$ 、 Fe^{2+} の濃度が関与する。中村³⁶⁾は DO の場合と同様に水側の拡散方程式と堆積層内のリン、鉄、溶存酸素に関する反応式を連立させて、図-31 のようにリン溶出速度 ϕ_p の解を求めた（～は無次元量を意味する）。

嫌気条件下（ $\tilde{C}_0 = 0$ ）では、リン溶出は抑制されないで、SOD と流速の関係と同様に、溶出速度 $\tilde{\phi}_p$ が無次元流速 $\tilde{U}$ の単調増加関数となる。すなわち、低流速においては水側の拡散が律速段階になるので、 $\tilde{U}$ の増加とともに $\tilde{\phi}_p$ が線形的に増加し、高流速においては堆積層内におけるリンの脱着反応が律速段階となるので、 $\tilde{U}$ とは独立な一定値 $\tilde{\phi}_p$ をとる。一方、DO 濃度 $\tilde{C}_0$ が増加すると水中から堆積層への酸素供給 SOD が増加し、リンの溶出は抑制される。この場合、流速 $\tilde{U}$ が小さい範囲においては拡散による堆積層への DO 供給が小さく、嫌気状態と同様に溶出量が $\tilde{U}$ の増加関数となる。ある $\tilde{U}$ で $\tilde{\phi}_p$ は最大値をとり、それ以上の流速では $\tilde{U}$ とともに堆積層への DO 供給（SOD）が増加するため $\tilde{\phi}_p$ は逆に減少する。これは SOD によってリンを吸着する水酸化第二鉄 $Fe(OH)_3$ が増え、リン溶出を抑制するためである。図-31 の各曲線と横軸 $\tilde{\phi}_p = 0$ との交点の流速（限界流速）に着目すれば、好気的条件下になるほど（ $\tilde{C}_0$ が増えるほど）リン溶出が停止する限界流速 $\tilde{U}$ が減少することがわかる。

(3) 界面問題に関する今後の視点

「水-大気」境界面での輸送問題も含めて界面輸送問題は地球環境的に重要なテーマである。そのため広い分野で界面問題の研究が精力的に展開されている。今後は、他分野の研究成果を含めて最新の情報を収集

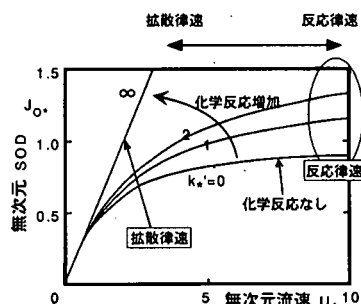


図-29 酸素消費速度 J_0 と流速 U 、化学反応速度 k' との関係³⁶⁾

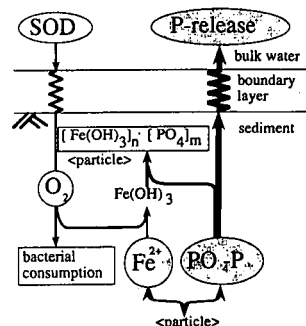


図-30 鉄の酸化とリンの溶出³⁶⁾

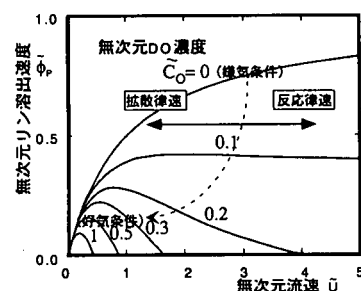


図-31 リンの溶出速度 $\tilde{\phi}_p$ と（流速 $\tilde{U}$ 、溶存酸素濃度 $\tilde{C}_0$ ）の関係³⁶⁾

し、水質・生態系モデルを構築することが重要である。

5.4 生態系と流れや乱れとの相互干渉

(1) 水質・生態系が生成する流れ

—熱塩循環—³⁷⁾

富栄養化した水域における貧酸素水塊の消長とこれにともなう嫌氣的溶出の季節変化を模式的に示せば図-32 のようである。冬季においては生産活動が少ないため酸素消費量は小さく、さらに放熱循環によって表層から深水層へ酸素が供給される。よって、図-32(a)のように貧酸素層は縮小または消失する。貧酸素水塊に接する最深部の湖底だけが嫌氣的になるので塩分（溶解性無機物）溶出はこの狭い範囲に限定される。これに対し、生産活動が活発な受熱期においては、多量の酸素が消費され、図-32(b)のように貧酸素水塊が拡大し、広い範囲の湖底から塩分が溶出する。溶出した塩分水塊は周囲水より重く、湖盆地形が急峻な場合には図-33 のように傾斜ブルームを発生させて浅水部から深水部へと水質を輸送する。この密度流は多量の栄養塩・有機物を深層へ集積させる。しかも、暖かい浅水域から発進した流れは、塩分とともに熱を最深部へ輸送するため相対的に高温で高塩分の水塊が底層に形成される。このような熱塩循環によって底層に集積した高温高塩分水塊は重力的に安定しているため、よほど強い自然対流が作用しない限りフラッシュされずに滞留する。

B 貯水池においては、富栄養化にともない深水層が貧酸素化し、熱塩循環によって高塩分の逆転水温層が形成されていた（図-34）。深層曝気によって溶存酸素が供給されると、高塩分層と逆転水温勾配はともに消失している。深層曝気によって水温成層は破壊されていないので、高温・高塩分水の消失が鉛直混合によらないことは明らかである。このように、貧酸素水塊の解消によって嫌氣的溶出と熱塩循環が抑制され、深層水滞留による水質悪化が軽減されることが確認される。

この現象は図-35 のように、[水質・生態系（富栄養化、生産活動）] ⇔ [物理系（熱塩密度流）] 間の相互作用をともなう水質問題である。

(2) 藻類・微生物と流れ^{1),38)}

藻類にとっては、浮上拡散を維持する乱流エネルギーと沈降速度や遊泳力との大きさ関係が有光層に浮遊できる時間（光合成可能な時間）を決定づけ、生存・増殖率を左右する。これは水域の乱流特性に支配され

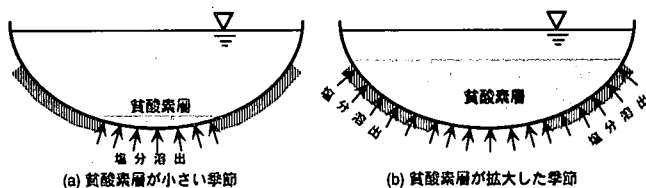


図-32 貧酸素層と嫌氣的溶出の季節的消長

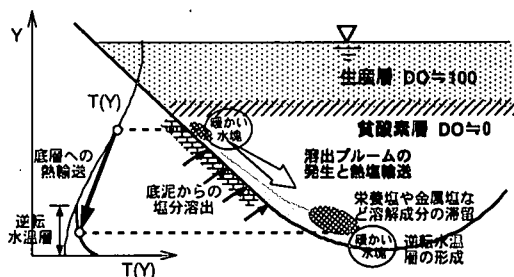


図-33 溶出ブルームの熱塩循環と逆転水温層形成

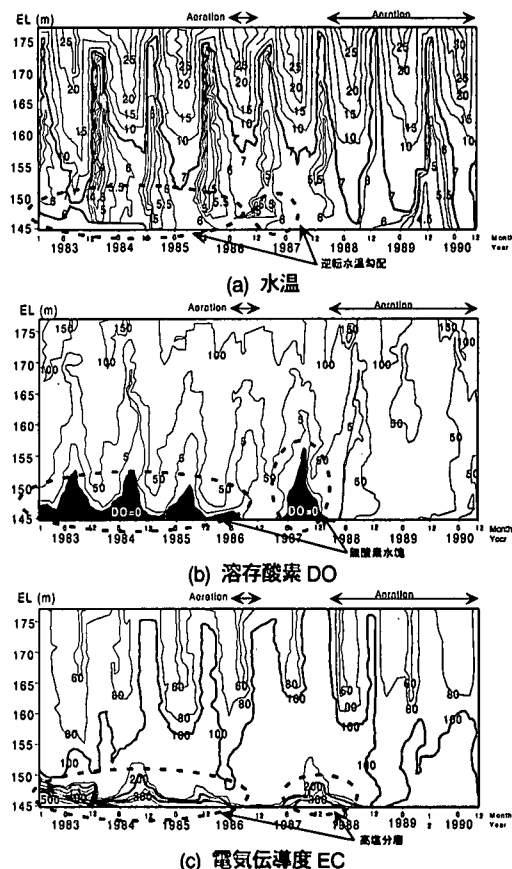


図-34 深層曝気（グレーの部分）による部分循環状態の解消、逆転水温勾配の消失（B-貯水池）

る。ひずみ速度 $\gamma=(\epsilon/\nu)^{1/2}$ (ϵ : 乱流エネルギー散逸率, ν : 動粘性係数)は微生物の合体・分解を支配し、ひずみ速度 γ の増大は微生物の生長を阻害するなど、最小渦特性と藻類の活性とは密接に関連している。さらに、被捕食者と捕食者の関係にある植物プランクトンと動物プランクトンの遭遇確率は、個体数や移動速度の他に乱流速度にも依存する。

以上は乱れが生態系に及ぼす影響であるが、逆に、生態系が乱れに作用する過程も重要である。藻類が増殖すると透明度が減少して水表面近傍での水温勾配が大きくなり、乱れが抑制される。魚類など大型生物の活動は乱流を生成する。海域の底生動物の運動すなわち「生物攪乱」は、底面境界層の乱れを生成し、その結果「水一堆积層」間の物質交換を促進する。微生物ですら乱流の生成要因となることがある。例えば、地下水から硫黄分が供給されている湖の底層では、これを栄養分とするバクテリアが増殖し、その浮上・沈降にともなって発生する鉛直対流が密度成層を攪乱し均質化している観測事例がある¹⁾。

本節で紹介した現象はこれまでの水質解析に考慮されていないが、環境水工学上重要である。現地観測による実証研究を中心にしながらも、最終的には水環境解析にリンクできるような研究展開が期待される。

6. まとめ

主に閉鎖陸水域を対象に環境水工学の歩みと展望を述べた。そもそも対象が閉鎖的であることから、水域内の現象をこれまで「閉鎖的」に考える傾向が強かったように思える。例えば、河川からの流入負荷を単に閉鎖水域の上流端条件としてのみ捉えて水域内部の現象に気をとられるあまり、流入負荷が如何なる生い立ちでどのような履歴を経て水域に到達してきたかという視点が欠如しがちであった。しかし、湖沼・貯水池などの陸水域はもちろんのこと沿岸海域も、河川水系のthroughputやoutputを構成するサブシステムである。流砂系の土砂管理」からも示唆されるように水系一環の視点の中で流れと水質の変換器として閉鎖水域を捉える必要がある。水系全てを含まないにしても、出し平ダムの事例から明らかなように、貯水池の水質と流域・海域とを切り離して考えてはならない。

また、人工貯水池においては、ダム運用による水環境への影響をできるだけ抑制するために、流入河川水の量的・質的变化を極力最小化するダム管理を行う方向にある。すなわち、治水・利水への影響がない範囲でダム本来の機能を抑制し、河川環境の優先順位を高めていく。こうした近年のダム管理方針の変化などを考慮すると、例えば、放流水質・水量の最適制御など細かな施設運用も今後求められるであろう。社会の動向を念頭において環境水工学の研究を展開していく必要がある。

地球環境の変化も水文・気象を介して閉鎖水域に影響を及ぼす大きな要因である。琵琶湖深層水の変調に見られるように、地球環境変化に起因する新たな諸問題が浮上するであろう。

最後に、本稿では現象や解析手法の詳細に触れることはできなかったが、この点についてはこれまでの夏期研修会講義集^{8),39),40)}を参照されたい。

参考文献

- 1) Imberger,J.: Physical Processes in Lakes and Oceans, *Coastal and Estuarine Studies* 54, American Geophysical Union, 668P., 1998.
- 2) Straskraba,M. and Tundisi,J.G.: Reservoir water quality management, *Guidelines of Lake Management*, Vol.9, 229P., *International Lake Environment Committee, United Nations Environment Program*, 1999.
- 3) 天野邦彦他: 貯水池末端における持続的な淡水赤潮に関する研究, *水工学論文集*, 第 44 巻, pp.1083-1088, 2000.
- 4) 秋山壽一郎: 流入型密度流の水理特性とその予測, 「湖沼, 貯水池の管理に向けた富栄養化現象に関する学術

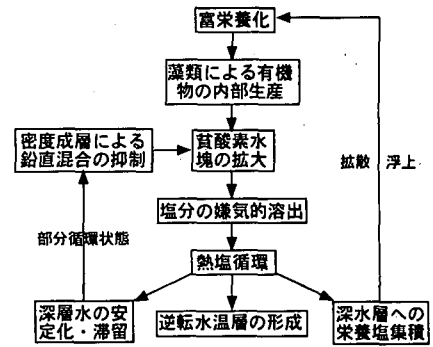


図-35 熱塩循環による水質・生態系と物理系との相互作用

- 研究のとりまとめ（代表：浅枝隆）, 土木学会水理委員会環境水理部会, pp.69-167, 2000.
- 5) Straskraba, M.: 41. Coupling of hydrobiology and hydrodynamics: lakes and reservoirs, pp.623-644, *Physical Processes in Lakes and Oceans, Coastal and Estuarine Studies* 54, Ed. by J. Imberger, *American Geophysical Union*, 668P, 1998.
 - 6) 吉川秀夫編著：流砂の水理, 丸善, 543P, 1985.
 - 7) 吉川秀夫・山本晃一：貯水池の水の挙動に関する研究, 土木学会論文報告集, 第186号, pp.39-54, 1971.
 - 8) 安芸周一：貯水池濁水現象, 水工学シリーズ, 75-A-1-1~A-1-26, 1975.
 - 9) 安芸周一：貯水池水理, 土木学会論文集, 第405号/II-11, pp.13-23, 1989.
 - 10) 小久保鉄也・板倉正和・原田稔：貯水池の排砂実績と予測手法, 大ダム, No.162, pp.43-54, 1998.
 - 11) 第9回世界湖沼会議実行委員会：水で結ばれた琵琶湖・淀川流域の水環境と社会, 37P, 2001.
 - 12) Kumagai, M. and Fushimi, H.: 12. Inflows due to snowmelt, *Physical Processes in Large Lake: Lake Biwa, Japan, Coastal and Estuarine Studies*, 48, pp.129-139, *American Geophysical Union*, 1995.
 - 13) 村岡浩爾・福島武彦：ボックスモデルを用いた水質予測方式に関する研究, 土木学会論文報告集, 第336号, pp.85-94, 1983.
 - 14) 村本嘉雄・道上正規・藤田裕一郎：貯水池における微細粒子の堆積と濁度に関する調査, 第21回水理講演会論文集, pp.21-26, 1977.
 - 15) Vollenweider, R.A.: Advances in defining critical loading levels for phosphorus in lake eutrophication, *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, Vol.33, pp.53-83, 1976.
 - 16) 有田正光編著：水圏の環境, 東京電機大学出版局, 404P, 1998.
 - 17) Dake, J.M.K. and Harleman, D.R.F.: Thermal stratification in lakes: Analytical and laboratory studies, *Water Resources Res.*, Vol.5, No.2, pp.484-495, 1969.
 - 18) Huber, W. C., Harleman, D. R. F., and Ryan, P. J.: Temperature prediction in stratified reservoirs, *J. Hydr. Div. Proc. ASCE*, 98, pp.645-666, 1972.
 - 19) Orlob, G. T., and Selna, L. G.: Temperature variations in deep reservoirs, *J. Hydr. Div. Proc. ASCE*, 96, pp.391-410, 1970.
 - 20) 安芸周一・白砂孝夫：貯水池流動形態のシミュレーション解析, その1, 発電水力, No.134, 1975.
 - 21) 宮永洋一・安芸周一：濁質粒度が貯水池濁水現象に及ぼす影響について, 土木学会論文報告集, 第296号, pp.49-59, 1980.
 - 22) 宮永洋一他：貯水池流動形態のシミュレーション解析手法, 電力中央研究所報告, No.378033, 35P, 1979.
 - 23) 岩佐義朗・松尾直規・井上素行：貯水池における濁度解析について, 京大防災研究所年報, 第21号B, pp.319-329, 1978.
 - 24) 岩佐義朗・松尾直規：貯水池水理の解析モデルとその水温予測への適用, 土木学会論文報告集, 第308号, pp.59-68, 1981.
 - 25) 森北佳昭・天野邦彦：貯水池水質の予測・評価モデルに関する研究, 土木研究所報告, 第182号-1, pp.1-109, 1991.
 - 26) 芦田和男・江頭進治・古屋健：密度躍層のある場における濁水の挙動に関する研究(4)－貯水池濁度の解析法を中心として, 京都大学防災研究所年報, No.22, B-2, pp.383-398, 1979.
 - 27) Imberger, J., and Patterson, J.C.: A dynamic reservoir simulation model－DYRESM, *Transport Models for Inland and Coastal Waters*, Ed. H.B.Fischer, Academic Press, pp.310-361, 1981.
 - 28) Imberger, J. and Patterson, J.C.: Physical Limnology, *Advances in Applied Mechanics*, Vol.27, pp.303-475, *Academic Press*, 1990.
 - 29) Home Page from CWR: <http://www.cwr.uwa.edu.au/~ttfadmin/model/dyresm1d/dyresm1d.html>
 - 30) Hocking, G.C. and Patterson, J.C.: Quasi-two-dimensional reservoir simulation model, *J. Environmental Engineering*, 117, pp.595-613, 1991.
 - 31) Spigel, R. H., and Imberger, J.: The classification of mixed layer dynamics in lakes of small to medium size. *J. Phys. Oceanogr.* 19, 1104-1121, 1980.
 - 32) 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.
 - 33) Monismith, S. G.: An experimental study of the upwelling response of stratified reservoirs to surface shear stress. *J. Fluid Mech.* Vol. 171, pp.407-439, 1986.
 - 34) (例えば) 浅枝隆他：富栄養化した浅い湖沼における水生植物（マクロファイト）のモデル化と藻類の増殖に与える影響の検討, 水工学論文集, 第41巻, pp.421-426, 1997.
 - 35) 竹原幸生・江藤剛治：国際会議報告, 水表面での気体輸送に関する研究の現状, 土木学会論文集, No.461/II-22, pp.1-10, 1993.
 - 36) 中村由行：境界層における貧酸素化とリンの溶出, 沿岸海洋研究, 第35巻, 第1号, PP.15-25, 1997.
 - 37) 道奥康治・神田徹・中村篤史：異常水温成層を呈する富栄養貯水池の熱塩循環, 第4回環境流体シンポジウム, 1999.
 - 38) (例えば) Denman, K.L. and Garrett, A.E.: Biological-physical interactions in the upper ocean: The role of vertical and small scale transport process, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 27, pp.225-255, 1995.
 - 39) 松尾直規：湖沼環境の水理に関する諸問題, 水工学シリーズ, 89-A-7-1~A-7-20, 1989.
 - 40) 道奥康治：湖沼・貯水池における熱・物質輸送, 水工学シリーズ, 94-A-7-1~A-7-20, 1994.