

貯水池の有機汚濁と深水層における逆転 水温層・高塩分水塊の消長について

道奥康治¹・神田徹²・石川浩³

¹正会員 工博 神戸大学教授 工学部建設学科 (〒657-8501 神戸市灘区六甲台町1-1)

E-mail: michioku@kobe-u.ac.jp

²フェロー 工博 神戸大学名誉教授

³正会員 国土交通省徳島河川国道事務所 (前兵庫県県土整備部, 〒770-0803 徳島市上吉野町 3-35)

富栄養化した貯水池において、底層に高い電気伝導度(塩分)と逆転水温勾配をともなう熱塩成層が観測された。暖海水や高濃度温泉水の流入によって形成される「異常水温成層」とは異なり、深水層の貧酸素化にともなう底泥からの嫌氣的溶出と熱塩傾斜ブルームが成因であることが明らかになった。深水層における熱塩成層の季節変化、貧酸素化にともなう深水層への熱・水質輸送過程が「熱塩循環モデル」によって検証された。熱塩輸送が深水層の有機汚濁を促進するとともに深水層の重力安定度を増加させて周年にわたる部分循環状態を維持し、底層に汚濁水を滞留させることが示された。ここで検出された熱塩循環は、これまで一般に認知されてきた汚濁負荷とは別に考慮しなければならない新たな水質汚濁機構である。

Key Words : *reservoir eutrophication, hypolimnion, inverse temperature gradient, double-stratification, heat-salt convection, anaerobic reduction, meromictic lakes*

1. 序論

湖沼や貯水池で富栄養化が進行すると内部生産された有機物は好氣的に分解され、溶存酸素が多量に消費される。夏期には水温成層によって鉛直混合が抑制されるため深水層は貧酸素化し、底泥から栄養塩、有機物、金属成分などが嫌氣的に溶出する^{1,2)}。栄養塩負荷の高い水域では、無酸素水塊が発達したり、底泥からの溶出物質が深水層に滞留するため様々な水質障害が発生する。

水域によっては、底泥からの嫌氣的溶出が内部負荷の大きな割合を占め、外部負荷を上回る場合もある。これまで、底泥からの溶出フラックスを評価するために様々な室内実験や現地観測が実施されてきた。

通常、底泥との水質交換を評価する場合、物質溶出にともなう水の比重変動を考えることはほとんどない。しかし実際には、溶解濃度が水の比重を増加させるため、底泥からの物質溶出はそれ相当の相対重力をともなう密度流と考えるべきである。特に、湖底面が傾斜している場合には、溶出成分の重みによって傾斜面に沿った壁面密度流が発生するはずで

ある。

著者らが水質観測を実施したAダム貯水池では、深層曝気が開始された2000年より以前において、水温と溶存物質から構成される特徴的な多重成層が検出された⁴⁾。主な特徴は以下のようである。

- ① 底層には様々な物質が高濃度に溶解しており(以下「高塩分水塊」と称する)、電気伝導度が高い。高塩分水塊は、冬季大循環によっても消失することがなく安定に維持されており、部分循環状態であった。
- ② 冬季循環期においても底層の無酸素水塊が消失せずに残留し、最深部は通年的に無酸素状態に保たれていた。
- ③ 水温が4℃以上であるにも関わらず、底層付近には水温勾配が逆転する層^{注1)}(以下「逆転水温層」と称する)が形成されている。この傾向は受熱期において顕著である。

注1) 4℃以上では、高温ほど密度が小さいため、上層が高温で下層が低温となる水温成層が重力的に「安定な水温勾配」を構成する。重力的に不安定な水温勾配を本論文では「逆転水温勾配」と定義する。

水質構造に見られるこのような特異性は、深水層の富栄養化過程と密接に関連しており、「水-堆積層」間の水質交換や水温成層の影響を強く受けている可能性が高い。本研究では、底泥からの溶出水塊の浮力効果に着目して、熱塩二重成層の季節的消長と有機汚濁現象との関連性を明らかにするものである。

2. 既往の研究

貯水池において部分循環状態や逆転水温層が観測された事例は少なく、Aダム貯水池の水質構成は特異である。このような水質構造の報告例はいくつかあるが、水質汚濁現象との関連から議論された例はほとんどない。松本ら³⁾や著者ら⁴⁾の観測により、逆転水温層の密度勾配が底層の高塩分によって重力的に補償され、結果的に水温と塩分の密度寄与分を合計した密度場に関しては成層が安定に維持されていることが実証された。Aダム貯水池の場合、高塩分水塊は鉄、マンガン、カルシウムなどの金属イオンや硝酸態窒素、リン酸などの溶解性栄養塩・有機物を主成分としており⁴⁾、これらは嫌氣的溶出過程によって底泥から供給された可能性が高い。しかし、なぜ水温成層が逆転するのか、底層水を滞留させる重力供給源は何なのかなど不明な点が多い。

(1) 部分循環湖に関する研究

部分循環湖（冬季にも全層循環に至らず密度成層が維持される湖）に関しては、様々な観測研究が行われてきた^{5), 6)}。その原因の多くは、溶解物質を高濃度を含む地下水や海水など重たい水の湖内への流入である。したがって、汽水湖や火山成因の湖沼には事例が多い。部分循環湖の底層水は長期間滞留するため貧酸素化しやすく、栄養塩や金属成分が高濃度に溶解している。

熱塩流入以外の要因として、栄養塩や有機物の流入負荷が部分循環状態をもたらす場合がある⁷⁾。スイスのBaldegg湖では有機物が沈降・分解して深水層の密度が増加し、約100年前から冬でも循環しない部分循環状態が継続していた⁸⁾。その後、河川のリン負荷量を軽減し、さらに曝気循環によって有機物の沈降が抑制されたため部分循環状態は解消された。

(2) 逆転水温層に関する研究

逆転水温層は陸水学で「異常水温成層」^{5), 6)}と称され、海域表層水や温泉地下水の流入をとまなう部

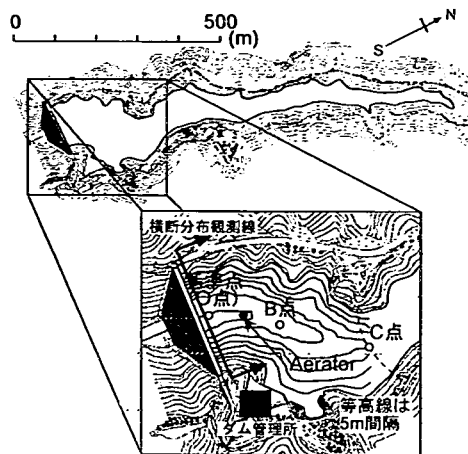


図-1 対象貯水池と水質観測点

分循環湖で観測されてきた。この場合、逆転水温層の消長は流入水の熱塩構成や流入量に依存するため、常に生成されるわけではない。

WuestはLugano湖において逆転水温層をとまなう熱塩成層を報告している⁹⁾。塩分成層の要因は底泥からの物質溶出である。逆転水温層の成因は地熱としており、その規模は150mの水深差に対して0.1°C程度と微弱なものである。高塩分と逆転水温層をとまなう深水層はその他にも欧米の湖で報告されているが、ほとんどの場合、河川や隣接湖からの熱塩流入が原因である¹⁰⁾。

以上のように、高塩分水塊（部分循環の原因水塊）や逆転水温層と富栄養化との関連性を調査し、熱塩成層の形成メカニズムを研究した例はない。

3. 現地観測の概要⁴⁾

現地観測はAダム貯水池において1994年より実施された。総貯水容量は $1.95 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、湛水面積は 0.134 km^2 、最大水深は32mで、湖盆は急峻なV字渓谷である。平年的な年間交換率 α （ \equiv [年間総流入量] / [総貯水容量]）は、 $\alpha=4\sim 5$ の範囲にある。これまでの成層形態分類に関する知見に基づけば、Aダム貯水池は安定成層が形成される水文学的条件を満たしている。調査期間中、一洪水の池水交換率 β （ \equiv [一洪水の総流入量] / [総貯水容量]）が1を越えるような大規模出水はなく、洪水による成層破壊はなかった。通常は、天端標高207mのオリフィスゲートとEL195mの取放水口から放流されており、1994年度を除き貯水位は常時満水位（＝標高207m）に保たれてきた。

水質は1回/月の頻度で以下の項目について観測

された。

(a) 計器観測項目

図-1のO(基準点),B,Cとエアレータ設置点における水深方向 0.5~1.0m 間隔と河川流入・流出点において水温, 溶存酸素濃度・飽和度, 電気伝導度(EC), 濁度を計測した。ORP(酸化還元電位)は, 基準点での採水試料から計測された。透明度は基準点で計測された。

(b) 採水分析項目

図-1の基準点における上層(水面から2.5m), 中層(取放水口1m下方=EL194m), 下層(水温逆転層の上端), 底層(湖底上2m)ならびに河川の流入・流出点において採水し, 化学的酸素要求量(COD)・全リン(T-P)・全窒素(T-N)・全鉄(T-Fe)・全マンガン(T-Mn)を計量分析した。1995,96年においては, その他に種々の溶解成分も分析した⁴⁾。

(c) その他

降水量・貯水位・流量などの水文量と風向・風速・気温は図-1に示すダム管理所で計測されている。

4. 貯水池水質の季節変化¹¹⁾

(1) 深層曝気にともなう水質の推移

1999年3月からマイクロバブルによる深層曝気を開始した。これにより酸素環境と成層構造が大きく変化したため, 便宜上, 観測期間を下記の三期に分割する。

[第I期(1994年1月~1999年2月)]

曝気運転のない期間(自然状態)。

[第II期(1999年3月~2000年7月)]

マイクロバブルをEL181mに設置し曝気運転を行った期間。ノズル構造の問題により大きな気泡が発生して鉛直循環が促進されたため成層構造が破壊された。

[第III期(2000年8月~現在)]

ノズルの改良によりマイクロバブルが効率よく発生し, 成層破壊をともなうことなく深層曝気が達成された期間。

基準点での計器観測項目について, 水質構造の季節変化を要約すれば以下のようである。

(2) 水温構造(図-2)

自然状態(第I期)においては, 受熱期間に安定な成層が発達し, 放熱期間に至ると自然対流の鉛直混合効果によって躍層が低下する。しかし, 冬季でも全層循環が生ずることはない。加えて, EL185m

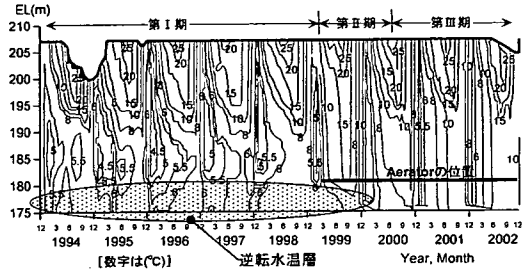


図-2 水温分布の季節変化(基準点)

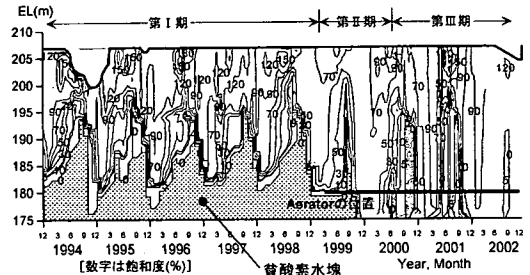


図-3 溶存酸素飽和度の季節変化(基準点)

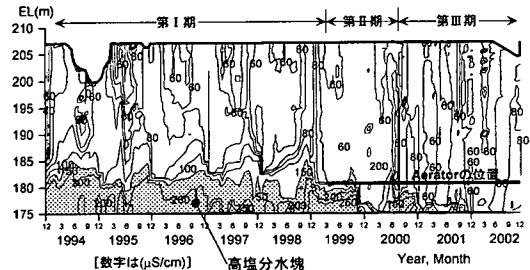


図-4 電気伝導度(EC)の季節変化(基準点)

に深に逆転水温層が存在し, 季節的に変化しながらも四季を通じて維持されていることが一般の貯水池と顕著に異なる特徴である。

第II期の曝気循環によって水温成層は破壊され逆転水温層は消失した。

第III期においては, 自然状態と同様の成層構造が受熱期に発達し, 冬季には全層循環状態に至った。逆転水温層は消失した。

(3) 溶存酸素(DO)の分布(図-3)

第I期では規則的な季節変化が見られる。貧酸素水塊が受熱期間に成長し, その容積は9~10月に最大となる。冬季においても貧酸素水塊は消失せず, 部分循環状態が維持されている。第II, III期においては, 貧酸素水塊が著しく縮小し, 曝気効果があらわれている。冬季に貧酸素水塊は消失する。

(4) 電気伝導度(EC)の分布(図-4)

底層付近に高い電気伝導度一すなわち「塩分」が

検出され、貧酸素化によって様々な溶存物質が溶出・滞留していることがわかる（本論文では、電気伝導度と塩分を同義語とみなす）。これは嫌気的な水域に見られる典型的な特徴である。第Ⅰ期に着目すれば、高塩分水塊は受熱期にやや拡大し、冬季には自然対流の成層侵食によって縮小している。高塩分水塊は通年的に滞留している。

また、曝気が行われた第Ⅱ、Ⅲ期においては、高塩分水塊が縮小・消失している。

(5) 濁度

Aダム貯水池では、密度変化をもたらすほど高い濁度は検出されていない⁴⁾。密度成層の主な形成要因は水温と塩分である。

5. 縦断方向の水質特性

曝気なし（第Ⅰ期）の1998年11月と深層曝気運転中（第Ⅲ期）の2001年11月について、水温、DO（溶存酸素）、EC（電気伝導度）の縦断分布をそれぞれ図-5に示す。

1998年11月においては、DOの成層構造はほぼ水平であり、取放水口（標高195m）以深が無酸素状態にある。一方、水温とECの等値線は傾斜した構造を有している。水温については、標高185m付近のダムサイト付近に6℃以下の最低水温が分布し、それよりも高温の水塊が湖盆傾斜面に沿って分布して逆転水温層を形成している。これに対応するように高いECを示す高塩分水塊が斜面に沿って分布している。

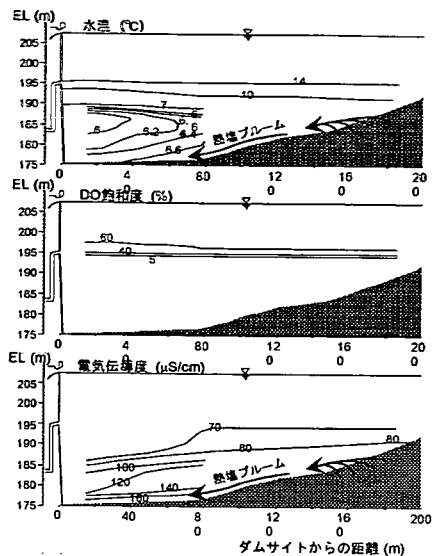
これに対し2001年11月においては、深層曝気によって貧酸素層が縮小しており、水温とECはともに水平な成層構造を呈している。

6. 熱塩循環モデル

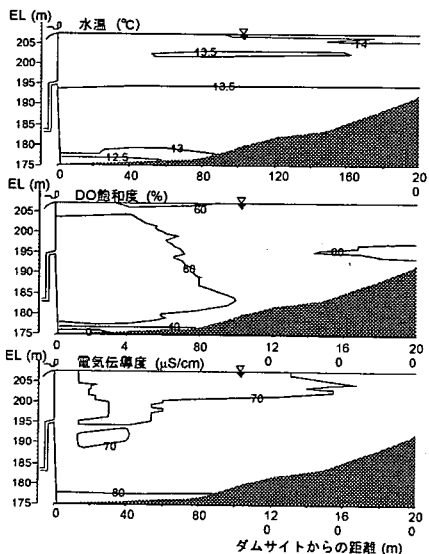
(1) 逆転水温層・高塩分水塊の形成機構

湖底に熱源がないにも関わらず底層が相対的に暖かくなる原因、すなわち逆転水温層の形成要因はこれまで明らかにされていない。本研究では、成層構造の季節変化と縦断分布に基づいて図-6のような熱塩循環モデルを提案する。

富栄養化が進んだ水域では、受熱期において有機物が多量に生産され、それらの分解によって貧酸素水塊が成長する。図-3に示すように、秋期には浅い領域まで無酸素水塊が成長し、浅水域の湖盆潤辺に至るまで嫌気的環境にさらされる。その結果、湖



(a) 1998年11月（第Ⅰ期）



(b) 2001年11月（第Ⅲ期）

図-5 縦断方向の水質分布

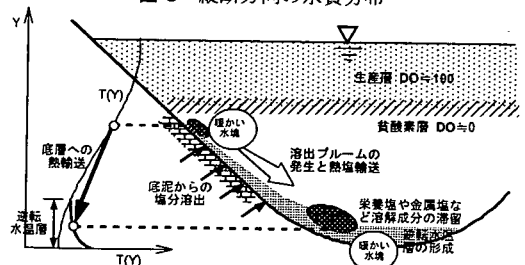


図-6 逆転水温層と高塩分水塊の形成を説明するための熱塩循環モデル

底堆積層から金属イオンや溶存態の栄養塩・有機物が溶出して比重の大きな高塩分水塊が湖盆沿いに形成される。そして、高塩分水が有する過剰密度（以後、「塩分密度」と記す）によって傾斜潤边上に壁面ブルームが発生する。貧酸素水塊が拡大した秋期においては、浅く暖かい層からもブルームが発進するので、塩分とともに熱も底層へと輸送される。本論文ではこれを「熱塩ブルーム」と称する。塩分による過剰密度が水温成層の浮力に打ち勝つくらいに大きい場合には、熱塩ブルームが最深凹部にまで到達し、逆転水温層を生成する。底層へいったん集積した熱と塩分は自然対流による強い外部擾乱が作用しない限り、フラッシュされずに残留する。ただし、熱に関してはある程度上層へ拡散輸送されと考えられる。それにも関わらず逆転水温層が維持されているということから、後述の熱塩ブルームによって拡散輸送を上回る熱エネルギーが浅水部から供給されていることが推察される。このような機構によって高温高塩分水が底層に生成される。

図-5(a)に示した水温と EC の縦断分布にも傾斜面に沿う熱塩輸送の影響があらわれている。

曝気によって貧酸素状態が軽減された第Ⅱ、Ⅲ期には、高塩分水塊と逆転水温層がともに消失することが図-2~4で確認される。このことから貧酸素水塊の拡大とともに塩分の嫌氣的溶出が増大し、熱塩ブルームが駆動されていることが検証される。

(2) 他の貯水池における熱塩循環モデルの検証

深水層の貧酸素化にともなう熱塩成層の形成は X ダム貯水池においても確認されている（図-7,8,9）。X ダム貯水池の有効貯水量は 1,160,000m³、最大水深は 31m であり、A ダム貯水池のように V 字型溪谷に位置している。A ダム貯水池と同様、底層付近に逆転水温層と高塩分水塊が形成され、周年的部分循環状態が維持される水質状況にあった。X ダム貯水池では、深水層の水質浄化を図るために散気管方式の深層曝気が行われた（図-7,8,9 の灰色部が曝気期間）。これにより深水層の溶存酸素は回復し、逆転水温層と高塩分水塊が消失した。1986 年 6 月～12 月の間、曝気を試験的に停止すると逆転水温層と高塩分水塊が速やかに再生された。このことから、逆転水温層と高塩分水塊の形成過程が図-6の熱塩循環モデルによって合理的に説明される。また、曝気停止後の 1986 年 12 月以降、短期間のうちに熱塩成層が再形成されていることから、溶出した汚濁物質の底層への輸送に対して熱塩ブルームが効率的に寄与していることが推察される。

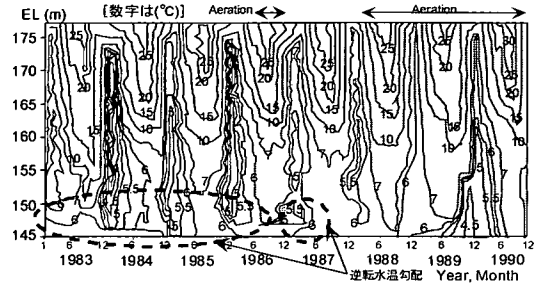


図-7 水温分布の季節変化 (X ダム貯水池)

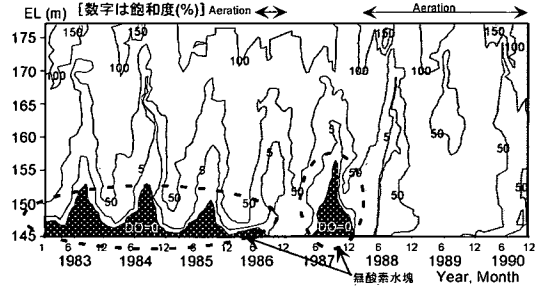


図-8 溶存酸素飽和度の季節変化 (X ダム貯水池)

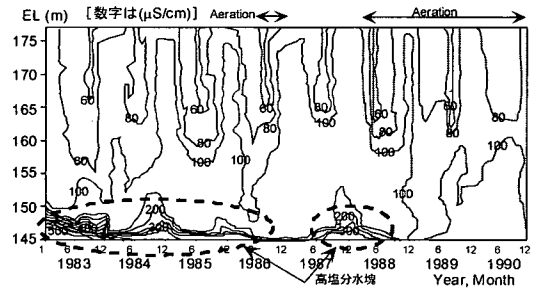


図-9 電気伝導度 (EC) の季節変化 (X ダム貯水池)

7. 熱塩循環の季節変化

貧酸素水塊は池内の有機物生産に連動して季節的に変動する。上記のような熱塩循環モデルに基づけば、貧酸素水塊が縮小あるいは消失した冬～春季において塩分溶出が少なく、貧酸素水塊が最も拡大する夏～秋季に塩分溶出が最大になる（図-10）。したがって、①貧酸素水塊、②逆転水温層、③高塩分水塊の三者は、互いに相関を保ちながら季節的に消長するものと考えられる。以下、Aダム貯水池での観測結果に基づいて熱塩循環の季節変化を考察する。

(1) 湖底近傍の水温構造

逆転水温層と高塩分水塊が拡大縮小を繰り返しているAダム貯水池の標高182m以深の湖底近傍に着目し、標高毎の水温変化を図-11にあらわす。図-3と

図-11との比較より、第Ⅰ期においては、受熱期における嫌気層の拡大とともに、水温が逆転勾配を維持しながら緩やかに上昇している。第Ⅰ～Ⅲ期を通じて冬季循環期においては、自然対流による成層浸食と冷却効果によって湖底付近の水温は急激に減少する。

河川から逆転水温層への熱供給の有無を確認するために、河川水が貯水池へ流入する標高を推定する。流入水温を連続計測した期間において、流入河川水の水温と電気伝導度（毎月の観測値から内挿補間）から密度を推定する。河川水と同じ密度を有する層へ水平に貫入すると考えて、流入標高を推定すれば、図-12の太線のようになる。ここで、太線が途切れている期間は計器不良などによる欠測である。このことから、逆転水温層が成長する受熱期間において河川水が標高182m以深にまで到達し、熱エネルギーを最深部へ供給している可能性はないことがわかる。高塩分水塊の成長挙動（図-4や後述の図-26）とも考え合わせると、この季節における底層水温の上昇は、熱塩プルームによる熱供給が原因であると考えるのが妥当である。

第Ⅰ期においては熱塩循環が1年周期で規則的に繰り返されているが、深層曝気開始後の第Ⅱ、Ⅲ期には規則的な季節変動は認められない。したがって、熱塩プルームによって熱が輸送されるためには、貧酸素水塊の拡大が必要であることがわかる。

(2) 酸化還元電位ORPと高塩分水塊の季節変動

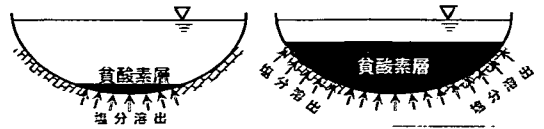
図-13にECの等値線の季節変動を示す。さらに、基準点で観測された酸化還元電位ORPからORP=0mVの標高を内挿補間によって求め、これを太い実線で併記する。EC=100 μ S/cmの等値線標高がほぼORPの境界面と一致しており、両者はほとんど時間差なく連動しながら変化している。これより、水塊の還元性が高塩分水塊の季節的消長を支配していることは明らかである。

8. 潜在的な熱塩輸送量の推算

(1) 考え方

図-5を参考にすると、池内の熱塩構造は図-14のような模式図であらわされる。同図の横軸は水平方向座標(x,y)をあらわす。上段の図は池内の水温分布 $T(Y)$ （図中の曲線A）、塩分分布 $S(Y)$ （図中の曲線B）とDOの境界面位置（無酸素水塊の上端界面位置）を併記した貯水池の鉛直断面図である。

塩分に比べて水温構造はほぼ水平とみなせるので、



(a) 貧酸素層が小さい季節 (b) 貧酸素層が拡大した季節

図-10 貧酸素水塊と塩分溶出の季節的消長

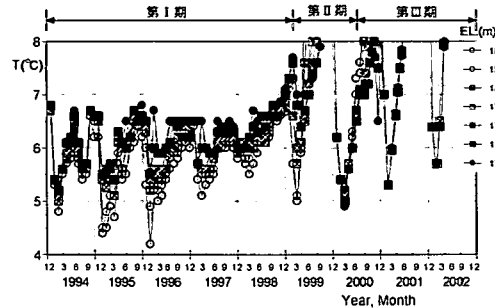


図-11 湖底近傍の水温時系列

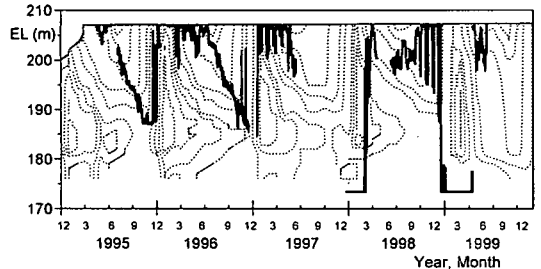


図-12 流入河川の水温と電気伝導度から推定される流入標高（太線）の季節変化（点線は水温分布）

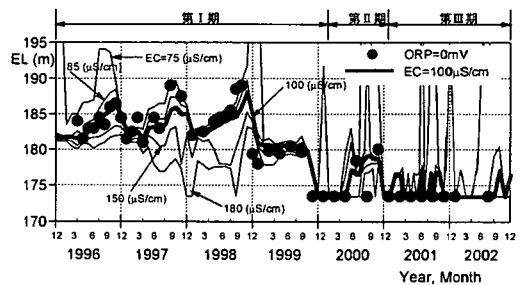


図-13 酸化還元電位ORP=0mVの標高（黒丸）と電気伝導度（EC）の等置線（実線）の季節変化

同じ標高において水域中央と湖盆潤辺での水温はほぼ等しいと近似できる。これより、ある標高に対して水域中央と湖盆潤辺での水温は近似的に等しく、水域中央の水温分布 $T(Y)$ （図-14の曲線A）をそのまま水平面上（x-y平面）に投影した曲線A'（中段の図）を湖盆潤辺上の水温 $T_b(x, y)$ とみなすことができる。ここで、中段図の縦軸は $T_b(x, y)$ と湖盆面に沿っ

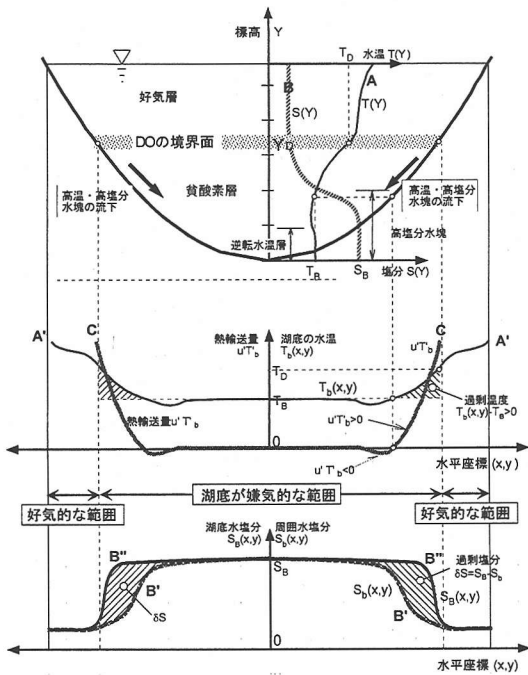


図-14 湖底面における熱塩分布と熱塩輸送に関する概念図

た熱輸送量 $u_b T_b$ （後述）をあらわしている。

一方、塩分 S （観測では電気伝導度(EC)）に関しては、DO躍層（溶存酸素の急変層）以深の湖盆潤边上に高塩分水が溶出しているため、湖盆面上の塩分分布を (x, y) 平面上にあらわすと図-14下段の曲線 B'' （これを $S_b(x, y)$ とする）のような分布形となる。ここで、下段図の縦軸は塩分をあらわす。同じ標高で比較した場合、 S_b は水域中央の塩分分布 $S(Y)$ （上段図の曲線 B ）の x - y 平面への投影成分 $S_0(x, y)$ （下段図の曲線 B' ）よりも大きい。したがって、

$$\Delta B_b \equiv \Delta \rho_b / \rho_0 = \beta (S_b - S_0) \quad (1)$$

が塩分に起因する湖盆潤辺での過剰密度に相当する。ここで、 β は塩分の相対密度への換算係数である。

なお、図-5(a)の縦断図において等温線がECの等値線と同程度に傾斜しているように見えるが、水温に起因する密度偏差（以降「水温密度」と記す）の水平方向勾配は塩分密度のそれに比べてはるかに小さい。したがって、熱塩プルームの輸送に対し水温分布の水平方向偏差はほとんど貢献せず、式(1)の塩分に起因する過剰密度 ΔB_b を熱塩プルームの主たる駆動力とみなしてよいと考えられる。

今、湖底に沿う熱輸送量 $u_b T_b$ を考え、浅水部から最深部に向かう成分を正とする。この時、湖盆潤辺

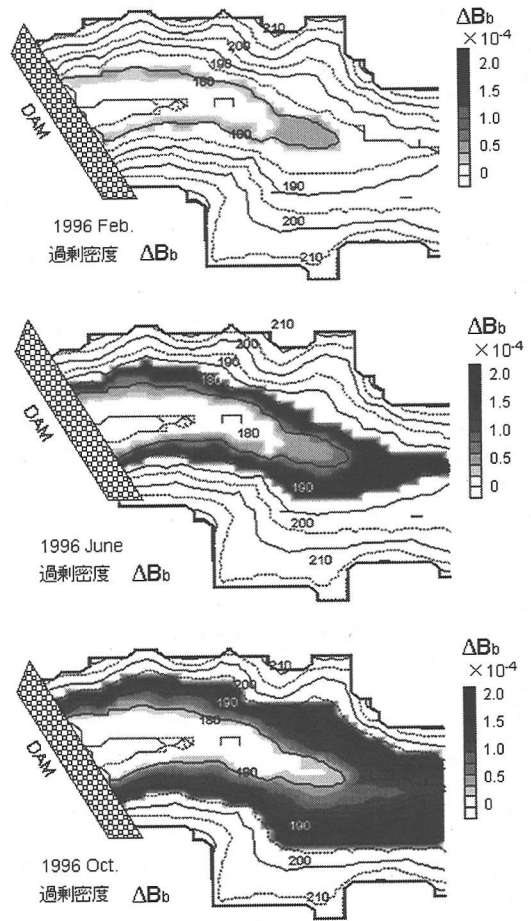


図-15 過剰密度 ΔB_b の季節変化（第I期）

の水温 T_b と最小水温 T_{min} との差 $(T_b - T_{min})$ が逆転水温層を形成する熱源に相当し、 $(T_b - T_{min})$ が大きいかほど、そこから発進する熱塩プルームの熱輸送量 $u_b T_b$ は大きくなる（図-14中段図の曲線 C ）。

(2) 過剰浮力 ΔB_b

塩分 S の代替量としてEC($\mu\text{S}/\text{cm}$)を用い、ECから密度への換算係数⁴⁾を $\beta = 7.45 \times 10^{-7} (\mu\text{S}/\text{cm})^{-1}$ として ΔB_b を概算する。まず、基準点でのEC分布を x - y 平面上に投影して $S_0(x, y)$ を得る。次に、湖盆潤边上での $S_b(x, y)$ は図-1の3点(O, B, C)とB-C間の補助観測点でのEC計測値を水平方向に線形補間して求める。後述の図-24で示すような横断観測を行った際、上記4点以外での観測値との比較から、平面位置が異なっても同じ標高の湖底であればECがほぼ同じであることを確認している。このことより、標高毎に $S_b(x, y)$ が平面的に均一であると仮定し、4点の湖底直上におけるECを標高に関して線形補間すること

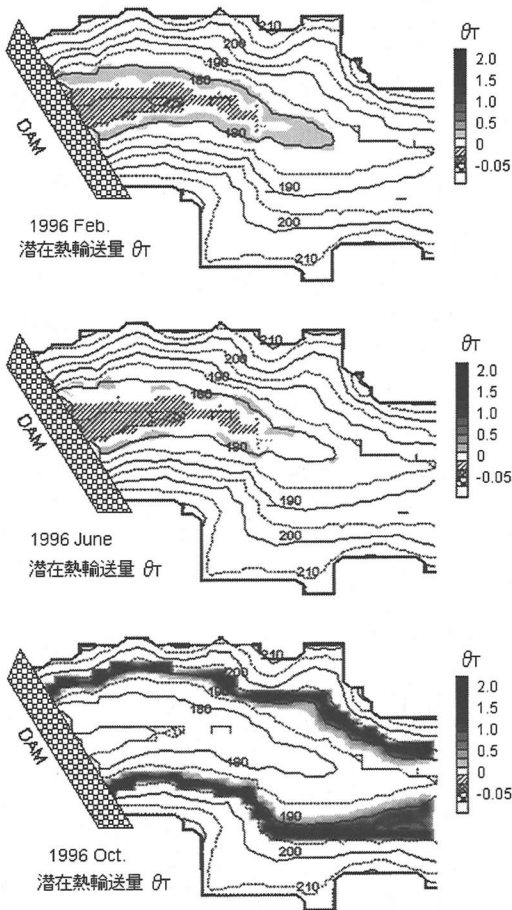


図-16 潜在熱輸送量 θ_T の季節変化(第I期)

によって $S_b(x, y)$ の平面分布を近似的に求めている。このようにして得られた湖盆潤辺における過剰密度 $\Delta B_b(x, y)$ を1996年2,6,10月について図-15に示す。 ΔB_b の大きな値(濃い部分)が最深部を囲むように分布している。その範囲と ΔB_b の大きさは貧酸素層の縮小する2月において小さく、6月,10月と季節進行とともに範囲が広がって ΔB_b は増加する。

(3) 潜在熱輸送量 θ_T

著者らの解析¹²⁾によれば、周囲水と一定の濃度差 ΔS_b に保たれた底面から濃度溶出により発生する傾斜プルームの速度 U_0 は、次式で与えられる。

$$U_0 = (\kappa_c \beta g \Delta S_b i)^{1/3} \propto (\beta \Delta S_b i)^{1/3} = (\Delta B_b i)^{1/3} \equiv u_p \quad (2)$$

ここで、 κ_c は拡散係数、 g は重力加速度、 i は底面勾配である。

熱塩プルームにより最深部へ輸送される熱量 $u'_b T_b$

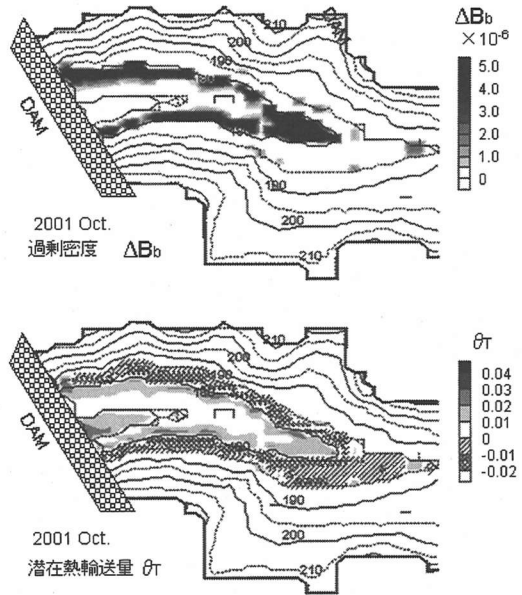


図-17 深層曝気後(第III期)における ΔB_b と θ_T の分布(濃淡スケールは $\Delta B_b, \theta_T$ ともに図-15,16の約50倍に増幅)

は、最小水温 T_{min} に対する潤辺水温 $T_b(x, y)$ の過剰値 $\Delta T = T_b - T_{min}$ と熱塩プルーム速度 U_0 の積によって概算される。 U_0 に含まれる κ_c と g は物理定数であるので、速度の代替量として式(2)中の無次元量 u_p を用い、熱塩プルームの「潜在熱輸送量」 θ_T を次式のように定義する。

$$\theta_T = u_p \cdot (T_b - T_{min}) = (\Delta B_b i)^{1/3} \cdot (T_b - T_{min}) \quad (3)$$

θ_T は図-14の $u'_b T_b$ (曲線C)に対応する。単位は $^\circ\text{C}$ である。

湖底勾配 i として各点での最急勾配を地形データから求め、式(3)を用いて算定された θ_T の分布を図-16に示す。1996年の2,4月には θ_T の大きな領域は小さいが、10月には拡大し、大きな θ_T が貧酸素層の上端付近に分布し、逆転水温層を生成するための熱源になっている。この点は後節で詳しく検証する。

(4) 深層曝気開始後(第III期)の過剰密度 ΔB_b と潜在熱輸送量 θ_T

2001年10月における ΔB_b や θ_T の分布は図-17のようである。分布を視認するために ΔB_b と θ_T の濃淡スケールを図-15,16の約50倍に増幅している。 θ_T は非常に小さく、貧酸素層の縮小によって、最深部への熱輸送がほぼ停止していることがわかる。2,6月に関しては、 $\Delta B_b, \theta_T$ ともに検出されなかった。

(5) 熱塩輸送量の時空間変化

標高 Y 毎の熱塩プルームによる熱・水質輸送量を評価するために、流量 q_p を次式で定義する。

$$q_p = \oint_P u_p ds = \oint_P (\Delta B_b i)^{1/3} ds \quad (4)$$

ここで、 $\oint_P ds$ は Y における貯水池周 P に関する線積分であり、 q_p の単位は m である。 q_p は過剰密度 ΔB_b が100%作用することを想定した場合の仮想的な流量であるので、「潜在流量」と称する。厳密には、 q_p は地形データから得られる河床勾配 i や周長 s を用いて算定されるべきであるが、あくまで q_p が概算値であることと q_p の季節変化を知ることが目的であるので、ここでは煩雑な計算をせず近似的に q_p を算出することとする。湖盆平面を図-18のような円形に近似し、各標高の水平面積 $A(Y)$ から周長 P と平均湖底勾配 i_m を次式のように概算する。

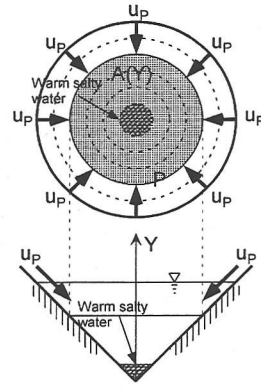


図-18 潜在流量 q_p 算定のための湖盆地形の単純化

$$P \approx 2\sqrt{\pi A}, \quad i_m \approx \frac{2\sqrt{\pi A}}{dA/dY} \quad (5)$$

上式中の A や (dA/dY) は平面地形に依存するので、輸送量も地形によって異なる。しかし、ある「面積 A ~標高 Y 」関係の地形に関して、平面地形を例えば円形と仮定する場合と細長い河川型に近似する場合とを比較すると、式(5)に付随する比例係数は異なるものの標高 Y への依存性はそれほど大きく変わる

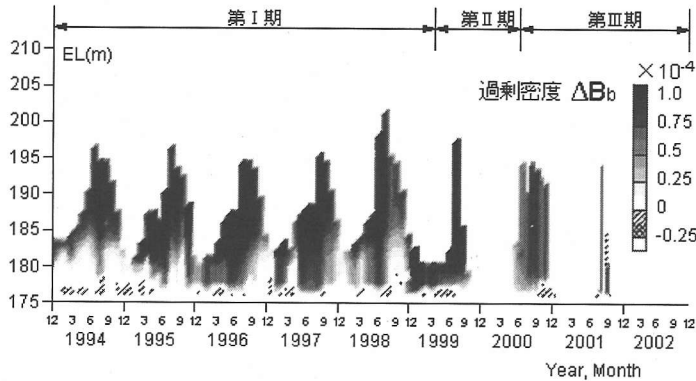


図-19 過剰浮力の鉛直分布 $\Delta B_b(Y)$ の時系列

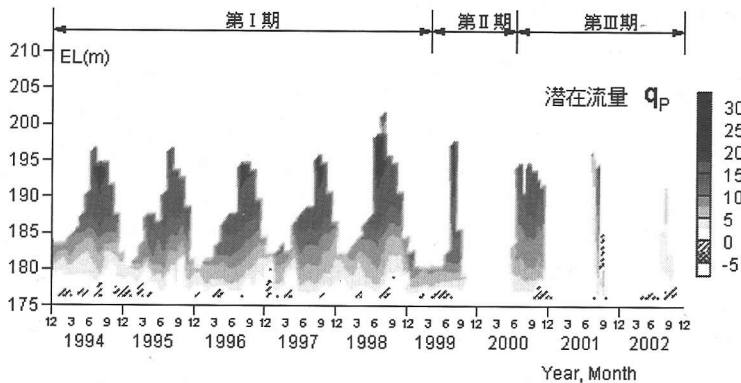


図-20 潜在流量の鉛直分布 $q_p(Y)$ の時系列

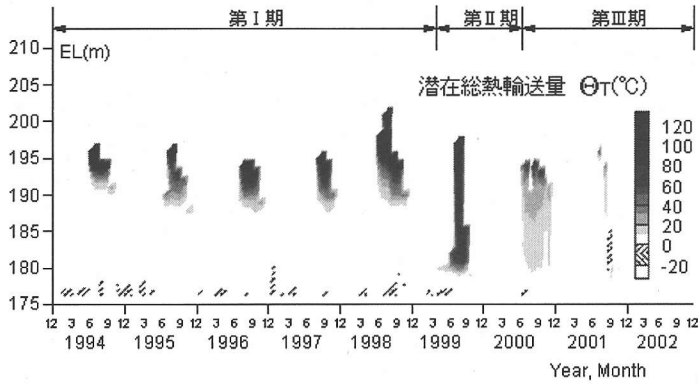
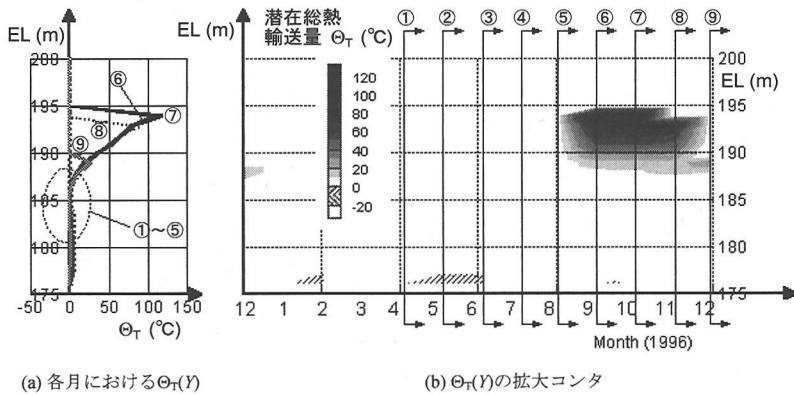


図-21 潜在総熱輸送量 $\Theta_T(Y)$ の鉛直分布の時系列



(a) 各月における $\Theta_T(Y)$

(b) $\Theta_T(Y)$ の拡大コンタ

図-22 1996年における潜在総熱輸送量 $\Theta_T(Y)$

ものではない。これより、図-18の地形近似を用いて熱塩輸送量の季節変化を考察する。

q_p に対応して、各標高から最深部への潜在総熱輸送量 Θ_T を次式で定義する。

$$\Theta_T = q_p \cdot (T_b - T_{\min}) = (\Delta B_b i_m)^{1/3} \cdot P \cdot (T_b - T_{\min})$$

$$= \left\{ \Delta B_b \frac{2\sqrt{\pi A}}{(dA/dY)} \right\}^{1/3} \cdot 2\sqrt{\pi A} \cdot (T_b - T_{\min}) \quad (6)$$

全観測期間における過剰密度 ΔB_b 、潜在流量 q_p 、潜在総熱輸送量 Θ_T の鉛直分布の季節変化を図-19,20,21にそれぞれ示す。 ΔB_b と q_p はともに貧酸素水塊が拡大した秋期において、広い範囲で大きくなり、冬季循環期には縮小・減少している。深層曝気開始後、曝気効率の低い第Ⅱ期(1999年3月~2000年7月)においては、 ΔB_b 、 q_p とも秋期にやや大きくなっているが、2000年8月以降の第Ⅲ期には深層曝気が効率よく行われ、両者とも非常に減少している。

潜在総熱輸送量 Θ_T は、夏期~秋期の標高190m以

浅において特に大きくなる。これを詳細に見るために、1996年の観測値について Θ_T の拡大コンタと各月の鉛直分布を図-22に示す。これより、8月後半から11月半ばまで標高190~195mに生成される Θ_T が非常に大きくなり、逆転水温層の熱供給源となっていることがわかる。

9. 逆転水温層と湖盆地形の関係

熱塩循環モデルに基づけば、急峻で谷の深い湖盆地形ほど、傾斜ブルームによる熱塩輸送が促進されるとともに高塩分水の底層への滞留が顕著になるために、逆転水温層が発達しやすいように思える。これを確認するため、多目的ダム管理年報¹⁵⁾に記載された貯水池諸元から総貯水容量 V と平均河床勾配 I を求め図-23に両者の関係を示す。 I は、便宜上、貯水池を等価な円錐に置き換え次式によって定義される。

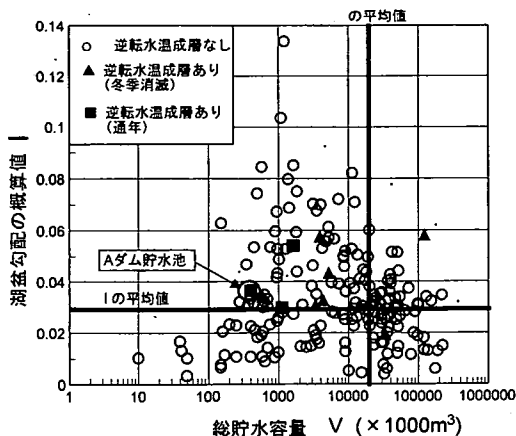


図-23 逆転水温層が観測される多目的ダム貯水池の湖盆勾配 I と総貯水容量 V

$$I = \sqrt{\frac{\pi \Delta Y^3}{3V}} \quad (7)$$

ここで、 ΔY は常時満水位と堆砂面の標高差である。

図-23 には管理年報において逆転水温層の生成が確認された貯水池を特記している。縦横の太い実線は V と I の平均値をあらわす。どちらかといえば貯水容量が小さく湖盆地形が急峻な貯水池において逆転水温層が形成されやすい傾向にある。しかし、湖盆地形が急峻であっても逆転水温層が必ずしも形成されるわけではない。地形条件の他に、貧酸素水塊の成長をもたらすだけ十分な栄養塩負荷と有機物の生産など水質生態条件も逆転水温層の形成に関与しているため、同図のような結果となっている。

逆に、湖底面があまりに急斜面の場合には底泥がすべり落ちて安定に堆積しにくいいため、原地盤が露出していることが多い。この場合には、底泥堆積層に覆われた湖底よりも嫌氣的溶出は少ないと推定される。

図-24 は A ダム貯水池における横断面内の水温、DO、EC の分布をあらわしているが、図-5 の縦断構造とは異なりほぼ水平な成層構造を呈している。これは、沈降有機物が V 字谷側岸に堆積せず塩分溶出が少ないため、湖盆斜面に沿った熱塩ブルームの発生が少ないためと考えられる。現に、縦断方向の「みお筋」湖底面で暗灰色の底泥が検出される場合でも、同じ標高の横断面急斜面には底泥がほとんど堆積していないことが採泥調査より確認されている。熱塩ブルームの発生源—すなわち、逆転水温層の熱源は、図-15,16 で示した領域の中で、さらに底泥が堆積している範囲に限定されると考えられる。

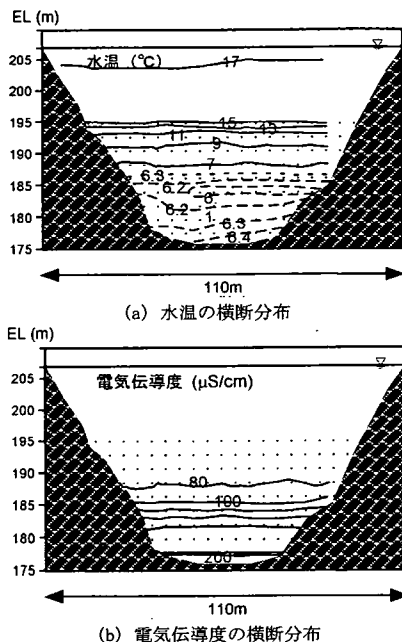


図-24 水温、電気伝導度 (EC) の横断面内分布の例 (網がけ部は貧酸素層)

式(7)で定義される湖底勾配 I は湖盆地形の緩急の目安にはあるが湖盆地形の平均情報の域を出るものではない。図-23 のような整理から逆転水温層の発限を正確に特定しきれない理由の一つは、上記のように熱塩循環の生起箇所が底泥の分布状況に依存するためであろう。底泥の分布範囲を水域毎に調査し底泥分布を反映した湖盆勾配によって再整理すれば、湖盆地形と逆転水温層形成の相関関係がより明確になると考えられる。

10. 酸素環境と熱塩循環の変化

熱塩成層の季節的消長と酸素環境との相関を見るために、貧酸素層体積 $V_{DO=0}$ 、高塩分水塊の塩分集積量 (塩分の相対密度総和) G_{SB} 、逆転水温層内の熱集積量 G_{Tinv} の時系列をそれぞれ図-25,26,27 に示す。 G_{SB} 、 G_{Tinv} の定義は次式のようなのである。

$$G_{SB} = \int_{V_{SB}} \beta S(Y) dV \quad (8)$$

$$G_{Tinv} = \int_{V_{inv}} T(Y) dV \quad (9)$$

ここで、 V_{SB} は EC が $100 \mu S/cm$ 以上の高塩分水塊の体積、 V_{inv} は、逆転水温層の体積である。

第 I 期においては、季節的な貧酸素層 $V_{DO=0}$ の拡

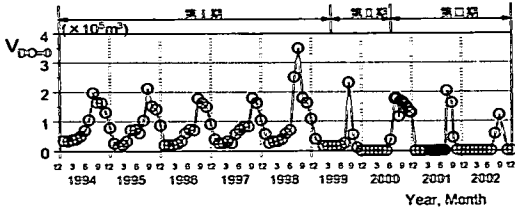


図-25 貧酸素層容積 $V_{DO=0}$ の時系列

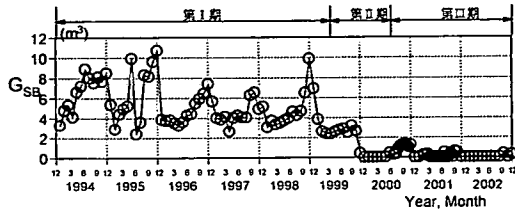


図-26 高塩分水塊 ($EC > 100 \mu S/cm$) 内における塩分集積量 G_{SB} の時系列

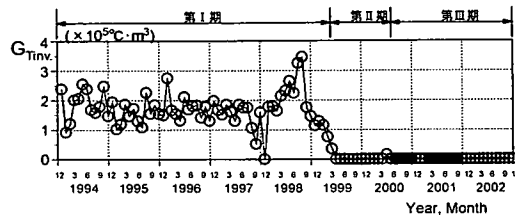


図-27 逆転水温層内の熱集積量 G_{Tinv} の時系列

大縮小におおむね対応しながら、塩分集積量 G_{SB} が増減している。熱集積量 G_{Tinv} と $V_{DO=0}$ との相関は時系列上においては明確ではない。第II、III期においても受熱後期に $V_{DO=0}$ の増加は見られるが、貧酸素水塊の規模や生成期間は第I期ほど大きくない。嫌気的環境の形成から熱塩輸送までは時間を要すると思われるので、 $V_{DO=0}$ に対する G_{SB} や G_{Tinv} の応答が第I期ほど顕著にあらわれないのはこのような理由によると考えられる。

($V_{DO=0}$, G_{SB} , G_{Tinv}) 三者の相関関係の時間履歴を図-28~30に示す。第I期に限れば、 $V_{DO=0}$ の増減とともに変動を含みながら G_{SB} , G_{Tinv} が増減している。また、 G_{SB} と G_{Tinv} との間関係も同様である。三者について相互相関解析を行ったところ、相関係数の季節変化は認められたが、高い相関係数のもとでの相互依存性を見出すことはできなかった。例えば、図-28,29中に示すように1998年8,9月においては、貧酸素層が非常に拡大しているが、時間履歴からわかるように貧酸素状態が非常に短期間であったために大きな塩分集積は生じていない。実際には、貧酸素化して塩分が溶出するまでの時間 ($DO=0$ となった

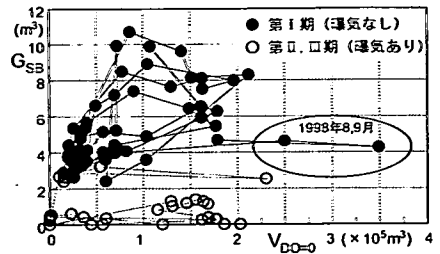


図-28 貧酸素層容積 $V_{DO=0}$ と塩分集積量 G_{SB} との関係

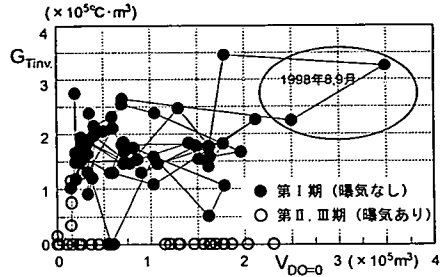


図-29 貧酸素層容積 $V_{DO=0}$ と熱集積量 G_{Tinv} の関係

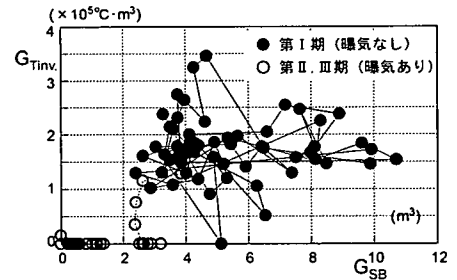


図-30 塩分集積量 G_{SB} と熱集積量 G_{Tinv} の関係

後 $ORP=0$ となるまでに要する時間)、熱塩プルームによって最深部へ熱が到達するのに要する時間など、水質過程に熱塩循環の時間履歴が関与する。さらに、自然対流や河川流入の擾乱など確率過程も高塩分水塊や逆転水温層の拡大縮小に関与している。したがって、瞬間値である ($V_{DO=0}$, G_{SB} , G_{Tinv}) だけから酸素環境と水質との関係を決定論的に見出すことは難しいようである。

11. 逆転水温層と部分循環の発現条件

本研究で得られた知見に基づき逆転水温層と部分循環の発現条件を整理すると図-31のようになる。

成層期における水温成層度 T_g が大きく鉛直混合が抑制されるほど、また、栄養塩負荷にともなう内部生産量、すなわち、「富栄養度」 P_r が大きいほど、

貧酸素水塊は発達し、熱塩循環により生成される高塩分水塊の成層安定度 S_1 は大きくなる。概念的に描けば、 S_1 は図-31の等値線のように (T_g, P_1) の増加関数となる。冬季の自然対流強度 U_f とつりあう成層強度を S_{c1} と定義すれば、 $U_f > S_{c1}$ の時、自然対流が底層塩分の成層安定度を上回って全層循環に至る。逆に、 $U_f < S_{c1}$ の時、自然対流の擾乱効果より底層塩分の成層安定度の方が大きいために底層水は巻き上げられない。したがって、図-31の斜線領域が部分循環状態を維持する (T_g, P_1) の組み合わせである。

一方、たとえ高塩分水が豊富に供給されても、受熱期にDO躍層近傍の水温が高くなければ、熱塩ブルームによる熱輸送量は小さくなり、逆転水温層を形成するには至らない。すなわち、逆転水温層の形成には熱塩ブルームを駆動するだけの十分な塩分溶出量と水温成層度 T_g が必要条件となる。塩分溶出量の大きさは、結果的に塩分成層の安定度 S_1 で計ることができるので、逆転水温層は S_1 と T_g がある限界値 (S_{c2}, T_{gc}) 以上の場合に形成される(図-31の網がけ

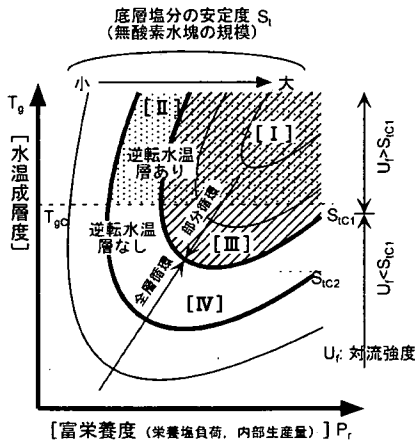


図-31 逆転水温層と部分循環の発現条件(概念図)

部分)。

以上のことより、水温が 4°C 以上の貯水地は、水温成層度 T_g と富栄養度 P_1 によって次のように分類される(図-31参照)。

- [I] 逆転水温層が形成される部分循環湖
- [II] 逆転水温層が形成される全層循環湖
- [III] 逆転水温層が形成されない部分循環湖
- [IV] 逆転水温層が形成されない全層循環湖

最も多いのは類型[IV]である。既往の研究³⁾⁻⁹⁾やダム管理年報¹³⁾の観測事例においても、これら4種類が存在することは確認される。

12. 深水層の熱塩構造

(1) 観測された熱塩構造

逆転水温層をとまなう高塩分水塊において、下層ほど高温高塩分の熱塩成層ができていく。これは、塩分成層が安定で水温成層が不安定な場合に生じる「過剰安定型」熱塩対流¹⁴⁾の発生条件を満たしている。この場合、塩分と熱の拡散性の違いに起因する二重拡散現象のために明瞭な熱塩界面が形成され、特徴的なステップ状の密度構造があらわれる。図-32に例示した水温とECの分布を見ると、両者の急変層と均質層が互層をなし、急変層の標高も相互に一致していることから、熱塩対流が発生している可能性が高い。

図-33には熱塩成層の特性をあらわすTurner角 T_u (付録参照¹⁵⁾)の時空間分布を示す。第I期においては、湖底から標高185m付近まで $-\pi/2 < T_u < -\pi/4$ の範囲(同図の暖色部)で分布しており、上記のような過剰安定型の熱塩対流の生起を示唆している。ここで、 $T_u = -\pi/2$ に近いほど熱塩対流強度は大きく、 $T_u = -\pi/4$ に近いほど強度は小さい。深層曝気開始後の第II, III期にはこれらが消失し、ほぼ全層にわた

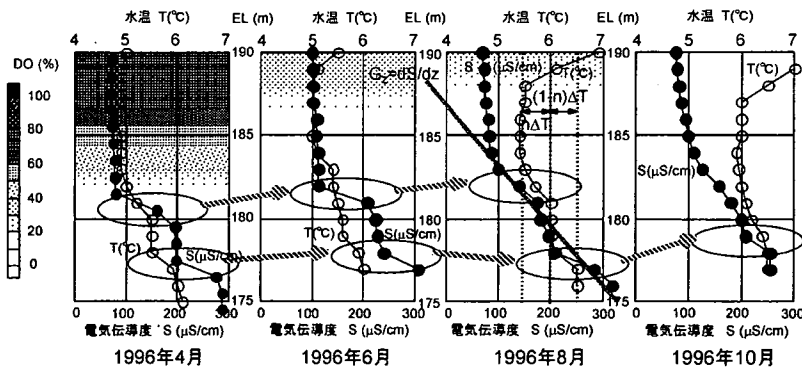


図-32 湖底付近(基準点)の熱塩分布に見られるステップ構造

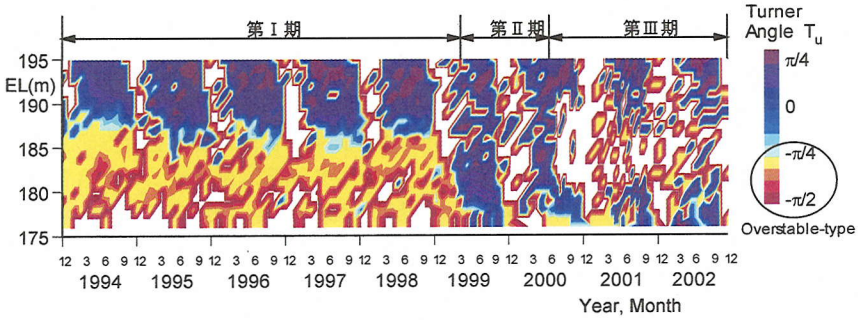


図-33 Turner角 T_u の時空間分布 (全観測期間) ($-\pi/4 < T_u < \pi/2$ が過剰安定型熱塩対流が生起するための必要条件)

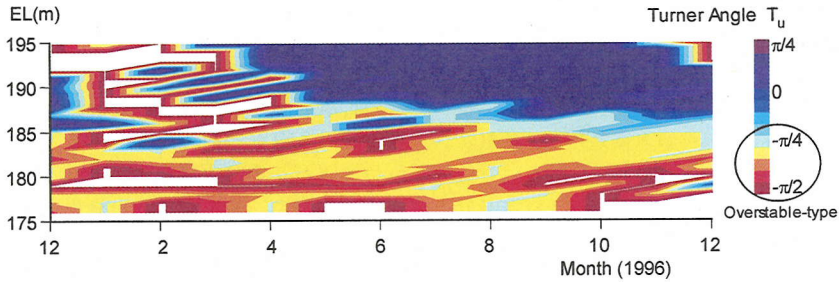


図-34 Turner角 T_u の時空間分布 (1996年)

り単純な安定成層が形成されている。1996年を詳細に見ると(図-34), 深水域において大小の T_u がステップ状に互層をなしており, 二三ヶ所の熱塩密度界面が上昇気味に推移しながら生成・消滅を繰り返している。これは水理実験や数値解析で観察される過剰安定型熱塩対流の典型的な特徴である。単一密度成分から構成される躍層に比べると, 二重拡散効果によって熱塩密度界面は過剰な重力安定度を有する。こうした熱塩成層の存在は, 鉛直混合を抑制し, 逆転水温層の発達や高塩分水塊の滞留の原因となっている。

(2) 熱塩対流層の推算

深水域で検出された熱塩ステップ構造から熱塩対流の可能性を以下のように検証する。

現象を単純化するために, 図-35のような一定勾配 $G_s = |ds/dz|$ を有する塩分成層の下層に水温差 ΔT

をとともなう暖かい水塊が侵入する場合を考える。図-35(a)の(A)の水温密度 ρ_T と(B)の塩分密度 ρ_S を合計した総密度 ρ_{T+S} は(C)のような分布となる。局所的に形成された不安定密度勾配は, その値が小さい間は水の粘性と熱拡散性によって維持される。しかし, 暖かい水塊がさらに供給されてRayleigh数がある限界値を越えると熱塩対流が発生し, 図-35(b)の

(A'),(B'),(C')のような分布に移行する。今, 対流層厚さを H , 逆転水温層から対流層へ連行される温水塊の容積比(混入率)を n とする。混入率の定義より $0 < n < 1$ である。

図-35を参考にして熱塩保存を考慮すれば, 対流層の上下境界面における密度差はそれぞれ次のようになる。

$$\Delta \rho_1 = \rho_1^- - \rho_1^+ = \rho_0 \left(-\alpha n \Delta T + \beta G_s \frac{H}{2} \right) \quad (10)$$

$$\Delta \rho_2 = \rho_2^- - \rho_2^+ = \rho_0 \left(\beta G_s \frac{H}{2} + \alpha n \Delta T \right) \quad (11)$$

ここで, α は熱膨張係数 ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) である。

式(11)より下側界面での密度差は自明的に

$$\Delta \rho_2 \geq 0$$

となり, 重力的安定は保証されている。一方, 上側境界面が安定であるための必要条件は, 式(10)より次式で与えられる。

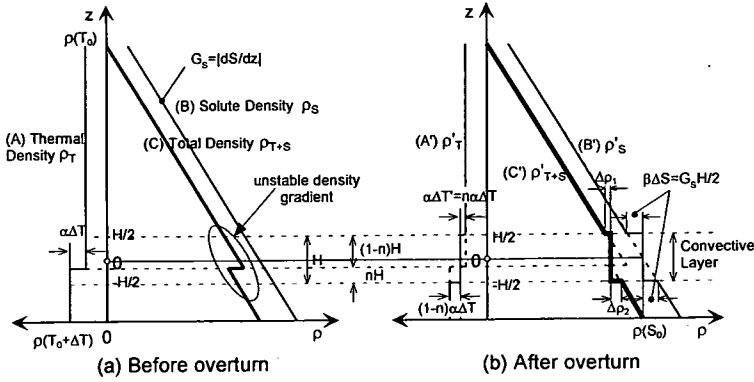


図-35 熱塩対流発生前後の熱塩分布

$$\Delta\rho \geq 0 \text{ すなわち } H \geq \frac{2\alpha n \Delta T}{\beta G_s} \quad (12)$$

$$n \leq \frac{2}{3} \quad (18)$$

次に、対流層中央の高さを原点 $z=0$ とし、密度を $z=0$ からの偏差で定義して成層のポテンシャルエネルギー ϕ を算定する。図-35を参考にすれば、混合前後のポテンシャルエネルギー(ϕ_0, ϕ_1)はそれぞれ次式のようになる。

$$\phi_0 = -\frac{\rho_0 g \beta G_s}{12} H^3 + \frac{\rho_0 g \alpha \Delta T}{2} n(1-n)H^2 \quad (13)$$

$$\phi_1 = 0 \quad (14)$$

混合が生ずるための動力的条件は、

$$\phi_0 \geq \phi_1 = 0 \quad (15)$$

である。これより、 H の上限値が次式のように得られる。

$$H \leq \frac{6\alpha \Delta T n(1-n)}{\beta G_s} \quad (16)$$

式(12)、(16)より対流層厚さ H の範囲は次式で与えられる。

$$\frac{2\alpha n \Delta T}{\beta G_s} \leq H \leq \frac{6\alpha \Delta T n(1-n)}{\beta G_s} \quad (17)$$

同時に、式(17)は、混入率 n に関する次の上限条件も与える。

図-2や図-32などの観測結果から、深水層の最低水温は $T_0=5\sim 6^\circ\text{C}$ であり、その下層に形成される逆転水温層の水温差は $O(\Delta T)=1.0^\circ\text{C}$ 程度である。例えば、図-32中の1996年8月における熱塩分布を参照すれば、逆転水温層の相対密度差は次のように概算される。

$$\alpha \Delta T = \{\rho(5.5^\circ\text{C}) - \rho(6.5^\circ\text{C})\} / \rho(5.5^\circ\text{C}) = 3.13 \times 10^{-5} \quad (19)$$

一方、逆転水温層周辺の塩分密度勾配の概算値は、1996年8月の塩分分布の場合

$$\beta G_s = \beta \left| \frac{dS}{dz} \right| = 7.45 \times 10^{-7} (\mu\text{S}/\text{cm})^{-1} \times \frac{(300-100)(\mu\text{S}/\text{cm})}{8\text{m}} = 1.86 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1} \quad (20)$$

である。

さらに、対流層と推定される部分の水温は T_0 と $(T_0+\Delta T)$ の間にあり、図-32や式(18)の制約条件を考慮すれば、混合率 n のオーダーは $O(n)=0.5$ 程度である。以上を式(17)に代入すれば、熱塩対流層の厚さ H は次のようになる。

$$\frac{2 \times 0.5 \times 3.13 \times 10^{-5}}{1.86 \times 10^{-5}} \text{ m} \cong 1.68 \text{ m} \leq H \leq \frac{6 \times 3.13 \times 10^{-5} \times 0.5 \times (1-0.5)}{1.86 \times 10^{-5}} \text{ m} \cong 2.52 \text{ m} \quad (21)$$

その他の年月においても、 H は1~5m程度と概算さ

れ、図-32,33,34などに見られる観測結果とほぼ一致している。以上のようにステップ状の成層構造は熱塩対流によって形成されていることが検証された。

13. 「化学—生物—物理」過程の相互作用

以上は物理過程を中心とした熱塩循環と水質輸送の関連性に関する議論であった。しかし、研究対象とする熱塩循環が水質現象に如何に反映されるか、また逆に水質現象が熱塩循環や成層構造など水理特性に如何に影響するかを周知することが環境水文学的には重要である。本節では、「水質—水理」相互の過程が富栄養化現象の中でどのように関わりあっているかを整理し、貯水池環境を考える上での本論文の研究意義を明確にする。

ここで対象とする水質現象は、①生物化学的過程〔富栄養化と光合成、有機物生産・分解、酸素消費〕、②熱塩密度流の発生〔嫌氣的溶出にともなう熱塩輸送、安定な成層構造の形成〕、③底層水の有機汚濁〔底層への栄養塩・金属などの集積〕、といった「化学—生物—物理」過程の相互作用から成り立っている。これらの関係を概念的に示せば図-36のようである。同図の黒塗り部分が本研究で明らかとなった熱塩循環独自の水質過程であり、それ以外はこれまでも富栄養化現象として一般に認知されてきた過程である。熱塩循環が発生した水域では、より多くの汚濁水が生成されて底層水が滞留するため、重度の有機汚濁が生ずる。逆転水温層や高塩分水塊の滞留など特異な熱塩成層の生成は、有機汚濁の深刻度をあらゆる警告信号である。富栄養化が進行した水域においては、黒塗り部で示した熱塩循環にともなう水質・水理過程を新たに考慮して水環境評価を行う必要がある。

14. 結論

Aダム貯水池において水質観測を実施し、水温成層とともに溶解物質に起因する塩分成層が池内の水質輸送に重要な役割を果たしていることを実証した。

深水層には逆転水温層が形成され、これを重力的に補償するに十分な高塩分水塊が滞留している。この特徴的な熱塩成層の形成機構を解明するために熱塩循環モデルを提案した。モデルに基づけば、貧酸素化した湖底からの嫌氣的溶出が湖盆傾斜面上に熱塩ブルームを発生させ、底層へ輸送された熱エネルギーと汚濁水が逆転水温層と高塩分水塊を生成させることを説明できる。また、水温、電気伝導度、溶

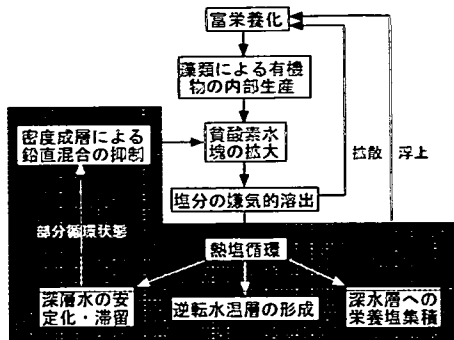


図-36 水質・生態系と熱塩循環の相互関係
(黒塗り部が熱塩循環独自の水質過程)

存酸素の季節変動解析を通して、熱塩循環モデルの妥当性が検証された。

深層曝気によって貧酸素状態が解消された場合には、逆転水温層と高塩分水塊がともに消失し、深層曝気を停止すると速やかに再生されることがAダム貯水池とXダム貯水池で確認された。このことから本論で提唱した熱塩循環モデルの合理性は検証された。

逆転水温層と高塩分水塊が滞留している底層付近ではステップ状の熱塩構造を呈しており、これらは過剰安定型の熱塩対流によって形成されていることが示された。熱塩成層解析によって対流層厚さが推算され、観測結果と一致することが理論的に証明された。

逆転水温層は、それ自身、水質障害をもたらすものではない。しかし、逆転水温層の存在はその重力不安定に打ち勝つほど重い汚濁水塊が最深部へと輸送され、長期間安定に滞留することの状況証拠である。このような水域では一般に認知されてきた富栄養化現象以上に深刻な有機汚濁が進行している。

また、本研究のもう一つの学術成果は、吉村の「湖沼学⁶¹」以来、半世紀以上にわたり謎とされてきた「異常水温成層」の成因を合理的に解明することに成功した点にある。

謝辞：本研究は平成10, 11年度文部省科学研究費補助金、基盤研究(C)(2) (代表：道奥康治, 課題番号: 10650505), 平成12, 13年度文部省科学研究費補助金、基盤研究(B)(2) (代表：道奥康治, 課題番号: 12555148) の援助のもとに実施された。観測調査にあたり兵庫県県土整備部, 神戸市水道局, ひょうご環境創造協会の関係各位にご協力を得た。

本研究は多くの学生の協力によりなされた。下記の神戸大学卒業生諸氏に感謝申し上げます。伊藤達

平, 石川勝久, 近藤善紀, 東野誠, 中村篤志, 金谷恵輔, 鴨田健司, 木戸崇博, 松井俊久, 白澤静敏, 富川健太, 松尾昌和, 斉藤敦, 香川健一, 田中裕紀 (順不同, 敬称略) .

付録 Turner角 T_u の定義

熱塩成層モードと熱塩対流強度をあらわすパラメータとして Turner 角 T_u が用いられる。水温成層と塩分成層の浮力振動数をそれぞれ (N_T , N_S) とすれば, T_u は次のように定義される。

$$T_u = \tan^{-1} \left[\frac{N_T^2 - N_S^2}{N_T^2 + N_S^2} \right] \quad (A-1)$$

ここで,

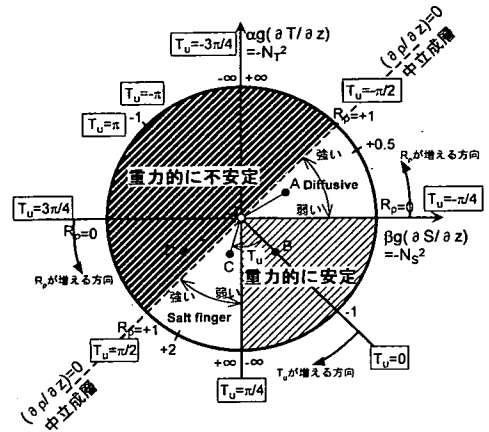
$$N_T^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho_T}{\partial Y} = \alpha g \frac{\partial T}{\partial Y}, \quad N_S^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho_S}{\partial Y} = -\beta g \frac{\partial S}{\partial Y}$$

である。 T_u を用いて熱塩成層の現象モードが次のように分類される。

$-\pi/2 < T_u < -\pi/4$	過剰安定型の熱塩対流
$T_u < \pi/4 $	重力的安定
$\pi/4 < T_u < \pi/2$	Salt finger 型の熱塩対流
$T_u > \pi/2 $	重力的不安定

参考文献

- 1) 岩佐義朗編著：湖沼工学，山海堂，504p., 1990.
- 2) 有田正光編著：水圏の環境，東京電機大学出版局，404p., 1998.
- 3) 松本治彦, 城田久岳, 羽田野袈裟義：異常水温成層を形成するダム貯水池の水の挙動と指標物質，水環境学会誌，第16巻，第10号，pp.696-703，1993.
- 4) 道奥康治, 神田徹, 伊藤達平, 西川孝晴, 石川勝久, 東野誠：底部に逆転水温層を有する部分循環貯水池の水質構成に関する研究，土木学会論文集，第572号/II-40，pp.33-48，1997.
- 5) 新井正編：部分循環水域の維持機構と物質代謝，昭和54,55年度文部省科学研究費補助金報告書（総合研究A, 課題番号438034），1979, 1980.
- 6) 吉村信吉：湖沼学（増補版），生産技術センター，



付図 Turner角 T_u と熱塩成層特性 (文献15) に加筆)

439p., 1976.

- 7) Culver, D.A.: Biogenic meromixis and stability in a soft-water lake, *Limnol. Oceanogr.*, Vol.22, pp.667-686, 1977.
- 8) Imboden, D.M. and Wuest, A.: *Mixing mechanisms in lakes, Physics and Chemistry of Lakes*, Springer Verlag, pp.83-138, 1995.
- 9) Wuest, A.: Interaktionen in Seen: Die Biologie als Quelle dominanter physikalischer Kräfte. *Limnologica*, Vol.24, pp.93-104, 1994.
- 10) Imberger, J. ed.: *Physical Processes in Lakes and Oceans, Coastal and Estuarine Studies 54*, American Geophysical Union, 668p., 1998.
- 11) 道奥康治, 神田徹, 大成博文, 森口昌仁, 松尾昌和, 松尾克美：曝気形態と貯水池深層水質との関係について，水工学論文集，第46巻，pp.1091-1096，2002.
- 12) 道奥康治, 藤田一郎, 高橋俊之, 藪本圭一郎：浮力一定の傾斜面から発生するブルーム，水工学論文集，第45巻，pp.967-972，2001.
- 13) 建設省河川局：多目的ダム管理年報，昭和54年，56年，57年，1983, 1985.
- 14) (例えば) 寺本俊彦編：海洋物理学 I，248p., 東京大学出版会，1974年
- 15) Ruddick, B.: A Practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity, *Deep-Sea Res.*, Vol.30, No.10A, pp.1105-1107, 1983.

(2003. 1. 14 受付)

BEHAVIORS OF CONTAMINATED HYPOLIMNIC WATER WITH INVERSE TEMPERATURE GRADIENT AND ITS EFFECT ON RESERVOIR EUTROPHICATION

Kohji MICHIOKU, Tohru KANDA and Yutaka ISHIKAWA

Heat-salt double stratification was observed in a eutrophic reservoir in which hypolimnion shows high electric conductivity and has an inverse temperature gradient. The hypolimnic water is so heavy and stable that the reservoir water has never been overturned in full-depth-scale even in mid-winter. Based on an in-situ measurement of water quality it was discussed how the heat-salt density system was constructed and related to reservoir eutrophication. The field data showed that release of dissolved materials from sediments produces salty and heavy water mass which generates an inclined plume along the bed slope of reservoir. The plume plays a major role in transporting heat and dissolved components of metals, nutrients and organic matters from the anaerobic metalimnion into the hypolimnion. This is how a relatively warm and heavy water mass with an inverse temperature gradient is concentrated there. This is new eutrophication mechanism that has to be taken into consideration in an analysis of reservoir water quality.