

貯水池の異常水温成層と指標物質

Behavior of Water and the Index Substances of Water Quality
in a Reservoir with the Dicho-Thermal Stratification

松 本 治 彦

Haruhiko MATSUMOTO

1. はじめに

ダム貯水池の中で水交換率が小さく、水域の表面積に比べて水深の深い貯水池の鉛直流動や水質の季節変化は水理現象、特に水温成層の形成期間と密接な関係にある。不十分な選択取水により農業用水に冷水が混入するいわゆる冷水問題は水温成層に直接関連する問題であり、濁水長期化現象も貯水池内における濁水挙動が密度流や自然熱対流に大きく支配され、水温成層状態と深くかかわっている。また、富栄養化に関しても水温成層の形成に伴って化学的な成分は水深方向に大きく変化する。すなわち、水温成層化した貯水池や湖沼では、密度成層の浮力安定効果によって鉛直混合が抑制される。その結果、上層から酸素補給のない底層水の溶存酸素量は有機物の分解によって減少する一方である。そのために底層は嫌気状態となり、底質の酸化物が還元されて硫化水素が発生したり、底泥から窒素、リン及び Fe、Mn などの物質が溶出する場合がある。底層の窒素、リンの増加は循環期にこの水が対流混合することにより表層の窒素、リン濃度が上昇し、植物プランクトンの増殖要因となることもある¹⁾。

秋季から冬季にかけては、池内は表層から冷却され、鉛直方向の密度分布が不安定となって対流混合が生じ、水温成層は表層から次第に消滅していく。この対流混合が全水深に及ぶ状態を大循環と呼び、このときの池内の水温分布はほぼ一様となる。鉛直混合によって水温成層が破壊されると、単に水質の鉛直分布が一様化するというだけでなく、深層が成層形成時に比べて好氣的となって栄養塩の溶出が抑制される²⁾。貯水池における成層の安定度は湖水の密度鉛直分布によって左右され、密度勾配が大きい程安定で、これが小さい程不安定となる。普通、淡水湖では鉛直方向の密度構造は水温によって支配されると考えてよいが、桂沢貯水池のように濁りの大きい湖水では水温の他に懸濁物質や溶解物質によっても左右される³⁾。

対流混合による循環が不完全な場合、深層では還元状態が長期間続くことになり、そこでの水質や鉛直流動に変化の起こることが考えられる。

水温成層の発達による表層と下層の間での混合の強い抑制とそれにとまう水質悪化は、一般には水温や DO の鉛直分布よりその概要を把握することができる。しかし、底部で水温が高くなる現象や無酸素の状態が長期間続くダム湖沼では、水温や DO の分布だけから鉛直方向の水の流動や水質変化を把握することは困難である。

著者らは水交換率が小さく安定な水温成層を長期間形成している水域として A ダム貯水池（淡水）を取り上げて鉛直方向の水の流動や水質変化について検討している^{4,5)}。この貯水池は 1981 年に貯水を開始したが、下層水の無酸素状態が長期化し、さらに下層水温が中層水温より高くなるいわゆる異常水温成層（中冷層）⁶⁾の存在が明らかになっている⁷⁾。

ここでは、異常水温成層を形成する A 貯水池の水質構造や成層内の水の挙動が貯水池全体の水質に与える影響などについて紹介する。

まず、第 2 節では貯水池水質の基本的な事項、3 節では調査概要、4 節では水質概要を貯水開始初期、異常水温成層の出現期および異常水温成層の長期形成期の 3 期に分けて紹介する。さらに、第 5 節では冬季の日平均気温と貯水池の鉛直循環との関連、6 節では異常水温成層形成期の貯水池水の密度算出方法や鉛直流

動，7節ではこの成層の挙動が貯水池全体の水質に与える影響やこの成層の挙動を知る指標物質について紹介する。

2. 湖沼や貯水池の水質に関する基本的な事項

水質の概要に進む前に，今回取り上げた貯水池の水質と流動を理解する上で必要と考えられる基本的な事項について紹介しておきます。

2.1 水温成層⁸⁾

水の熱的特性の1つは，水が固体，液体，気体の3つの状態に変化し得ることである。また，もう1つの熱的特性は1気圧のとき3.98℃（約4℃）で密度が最大になることである。水温がそれより高くても低くても水の密度は小さくなる。この特性が水温の鉛直分布に深く関係している。ある程度以上の深さをもつ湖の水温の鉛直分布は，春と秋に表層から湖底まで均一となり，夏は表層付近で高く，深層で低い状態となり，水温成層を形成する。また，冬に結氷する湖では表層付近が0℃，深層では4℃の逆列成層を形成する。このように通常の成層と逆列成層と年2回の成層を形成する湖を温帯湖，通常の成層しか形成しない湖を亜熱帯湖と呼んでいる。

2.2 冬季でも湖底まで循環しない場合⁸⁾

水温が4℃以下にならない湖でも，深度の大きな湖あるいは風の影響を受けにくい湖では，冬になっても湖底まで水が循環しない年がある。ある冬に寒さが厳しくて湖水が著しく冷却されると，深水層にはとくに低温の高密度の水が形成される。もし，次の冬がそれほど寒くないと，秋になって表面で冷却されて沈降する水の温度がこのときの深層水の温度よりも高いために，鉛直循環が湖底まで達しない。このため，深層の水は循環されることがなく，さらに次の冬まで停滞し続けることになる。例えば，鹿児島県の池田湖では，深層には寒い冬の水が停滞しており，数年あるいは十数年に一度しか湖底まで循環されない。

2.3 貯水池の分類⁹⁾

貯水池の水質現象は水温変化，濁水長期化および富栄養化の三つに大別されるが，いずれも河川水の貯水池内での長期滞留の結果生ずるものである。したがって，河川水の滞留期間の指標として下記の数値が重要である。

$$\alpha = \text{年間総流入量} / \text{貯水池総容量}$$

α は貯水池水の年間交換回数を目安であり，その逆数は河川水の滞留期間（単位は年）を目安となる。 $\alpha < 10$ ならば安定した成層型に， $\alpha > 20 \sim 30$ ならば混合型になる。 α が小さいほど流入，流出水の水温差，いわゆる貯留による水温差が生じやすい。

また，富栄養化の上では α と貯水池水の栄養塩濃度が重要である。 α の小さい成層型貯水池では夏季において表層水はほとんど停滞しており，池水の栄養レベルの高い場合に活発な生物活動が見られ，大量の動植物プランクトンが増殖し，その経年的な繰返しによって富栄養化が進行していく。

2.4 貯水初期の特徴¹⁰⁾

ダムは貯水を開始して数年間は富栄養化が起こり，比較的多量のプランクトンの発生が見られるといわれる。しかし，やがてプランクトン量は減少しはじめ，貯水後の富栄養化は一時的な現象とみなされる。

貯水初期にプランクトンが増加する原因として考えられることは，それまでの陸上の土壌に含まれていた栄養物質や有機物が貯水によって多量に溶出すること，またダム内に放置された生物遺骸，特に植物体が水中で分解し，栄養物質が水に溶出されることなどである。これらの物質は年を経るにつれて溶出量も減少し，

ダム特性としての水の交換の速さから、ダム内に保存されずに流出してしまうため、富栄養化は一時的な現象となる。

2.5 化学成層¹⁰⁾

水温成層が形成されると、比重の関係で各層間での物質の移動はかなり制限される。変水層下部では水の比重が大きくなり、そのために植物プランクトンなど懸濁性物質が蓄積される傾向がある。深水層に達した物質は細菌その他によって分解され、再び植物プランクトンに利用可能な形となっても、しっかりと成層が形成されているために、成層期には表層まで回帰して、生物の有機物合成に使われる確率は非常に小さくなる。したがって夏季の表水層では栄養塩類が不足しがちになる。逆に深水層下部では表層からの酸素の補給が行なわれにくくなり夏季には溶存酸素量の欠乏がしばしば観測される。原因は表層水からの酸素補給不足ばかりでなく、深水層に含有している有機物の分解による酸素消費量の増大が上げられる。溶存酸素や NO_3^- 、 NH_4^+ のようなガスや化学成分の成層状態は水温成層に対して化学成層と呼んでいる。このほかに、Fe、Mn、 PO_4^{3-} なども同様な分布を示す。これに対して Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} などは化学成層を示すことが少ない。

3. 調査の概要

Aダム貯水池は流入、流出の形態からみると自然湖に近い。洪水調節はゲートによらず、オリフィスとクレストによる自然調節方式で行なわれている。年間総流入量 6000万m^3 を総貯水容量で除した年間交換率 α は、3と小さい。この値を安芸⁹⁾の分類法に当てはめると、Aダム貯水池は夏季を中心として安定な水温成層を形成する成層型の貯水池になる。また、ダム湖に流入する河川は単一の河川である。

調査は貯水開始した1981年から約9年間に毎月1回の割合で行なった。調査地点は図-1に示す地点S1(満水時水深約60m)と地点S2(満水時水深約25m)の2地点である。これら2地点においてはサーミスター水温計による水温の鉛直分布測定を行ない、さらに多層で採水を実施し、DO、COD、濁度、電気伝導度、窒素、重金属等について分析を行なった。また、1989年11月から1990年3月までの期間には、この2地点に加えて地点P1、P2およびP3の3点でも水温の鉛直測定を行なった。

次に、分析方法について述べる。DO(溶存酸素)はウィンクラー・アジ化ナトリウム変法、CODは 100°C における過マンガン酸カリウムによる酸素消費量、濁度と電気伝導度は、それぞれ積分球式光電濁度計と電気伝導度計で測定した。窒素についてはアンモニア態窒素、亜硝酸態窒素、硝酸態窒素および有機態窒素をそれぞれ上水試験方法(1978)22.2.1、19.2、18.2および22.2に従って分析した。Fe、Mn、Ca、Mg、KおよびNaについては原子吸光法で分析した。なお、各々の金属の総量を求めるために、湖水を採取後ただちに持ち帰り、試料1lにつき硝酸2mlを加えて分析に供した。 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、TCおよび SiO_2 についてはそれぞれ硝酸銀クロム酸法、クロム酸バリウム法、高温燃焼法および吸光光度法(モリブデン青法)で分析した。なお、溶解性蒸発残留物は全蒸発残留物からSS(GFPろ過残留物)を差し引いた値とした。



図-1 調査点

4. 貯水池水質の概要

4.1 貯水開始初期

1) 水温、DOの鉛直分布

図-2と3にそれぞれ地点S1における水温とDO(酸素飽和百分率で表示)の鉛直分布を示す。図-2から貯水を開始した1981年の夏季には水温成層を形成しているが、水温躍層より下層の水温は、 10°C 以上と高い。これは、貯水開始した4月の時点の水が下層水となっているためである。このように下層の水温が高いため、同年12月には水面から湖底まで一様な水温分布となっている。次に、貯水開始2年目の夏季には水温躍

層より下層の水温は6.5℃前後と前年よりも約4℃低く、そのため鉛直循環する時期は遅れ、翌年の3月になって前年と同様に水面から湖底まで約6.0℃の様な水温分布となっている。上述した水温の鉛直分布の特徴から貯水開始初期には、A貯水池は夏に水温成層を形成し、秋から春までに循環する亜熱帯湖に分類される。

図-3のD0の鉛直分布から貯水を開始した1981年の夏季に地点S1の水面下40m以深では、5%以下の低酸素層が存在しており、この層は水面から湖底まで様な水温分布となった12月の時点でも存在している。この層は翌年の2月に消滅し、D0は下層でも50%台まで回復している。1982年の夏季にも水面下40m以深では5%以下の低酸素層が存在しており、この層は翌年の3月に消滅し、D0は下層でも60%台まで回復している。

2) 窒素, 電気伝導度およびCODの経月変化

図-4に地点S1における窒素の季節変化を示す。図中、IN(無機態窒素)は硝酸態窒素, 亜硝酸態窒素およびアンモニア態窒素の合計の濃度を、TN(総窒素)は無機態窒素と有機態窒素の合計の濃度を表す。この図より貯水開始直後の5月は他の時期と異なり、無機態窒素, 有機態窒素とも中層で最大となっている。また8月と11月では、各層で有機態窒素の量が多い。これは前節で述べたように貯水初期という状況から陸水の土壤に含まれていた有機物や貯水池内に放置された植物体が水中で分解し、池内に多量に溶出したためと考えられる。このような状況は、貯水開始2年後には解消している。

図-5に地点S1の表層(水面下0.3m)、中層(全水深の1/2)および底層(底上1.0m)の電気伝導度の経月変化を示す。図中「station」に付された記号S、MおよびBはそれぞれ表層、中層および底層を示す。期間中の平均値は表層、中層および底層で各々50 μ S/cm, 62 μ S/cmおよび99 μ S/cmであり、底層が表層の約2倍と高く、底層で溶解性物質濃度の高いことがわかる。特に、水温成層期に他層に比べて底層で高く、この傾向は年を経るにしたがって強くなり、1983年の12月には表層、中層および底層で63 μ S/cm, 73 μ S/cmおよび201 μ S/cmと底層が表層の3倍以上高くなっている。一方、非水温成層期に入り全層で鉛直循環の進む2月から4月の時期には表層、中層および底層で80 μ S/cm以下のほぼ様な値となっている。

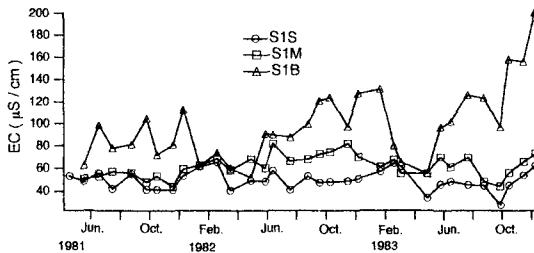


図-5 地点S1の電気伝導度の経月変化
(貯水開始初期)

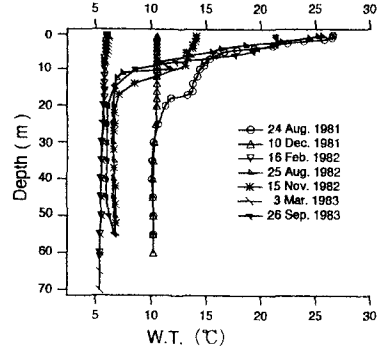


図-2 地点S1の水温鉛直分布
(貯水開始初期)

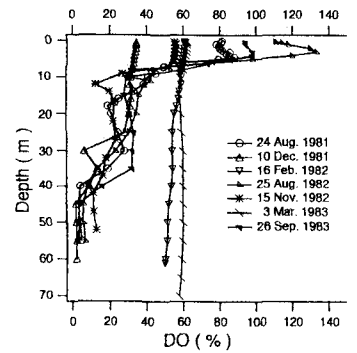


図-3 地点S1のD0鉛直分布
(貯水開始初期)

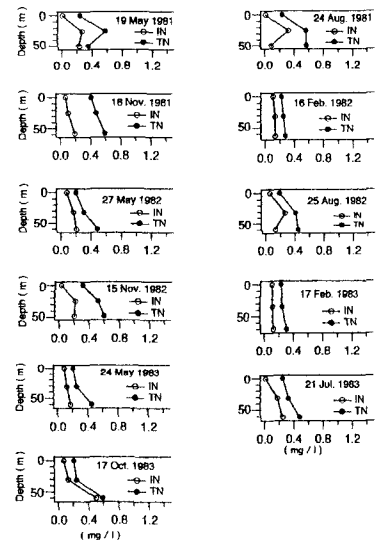


図-4 地点S1の窒素濃度の季節変化
(貯水開始初期)

図-6に地点S1の表層、中層および底層のCODの経月変化を示す。図からCODの平均値は表層、中層および底層で各々1.8 mg/l、1.5 mg/l および 3.8 mg/l であり、底層は表層や中層に比べて2倍以上と高い。また、CODは貯水開始した1981年には他の年と異なっている。水温成層期に表層、中層および底層で同程度であるのに対して、非成層期には底層で高く、1981年の12月にはこの層で7.6 mg/lと貯水開始初期で最高値を記録している。

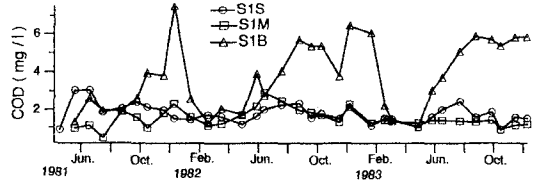


図-6 地点S1のCODの経月変化
(貯水開始初期)

これは上述した窒素濃度と同様に貯水初期という状況から陸水の土壌に含まれていた有機物や貯水池内に放置された植物体が水中で分解し、池内に多量に溶出したためと考えられる。貯水開始2年目のCODは電気伝導度と同様に水温成層期に他層に比べて底層で高く、非水温成層期に入って全層で鉛直循環の進む2月から4月の時期には3層でほぼ様な値となっている。

4.2 異常水温成層の出現期

1) 水温、D0の鉛直分布とその経月変化

図-7と8にそれぞれ地点S1の水温とD0(酸素飽和百分率で表示)の鉛直分布の経月変化を示す。図-7から、強い水温成層が各年とも5月から12月までの期間に形成されていることがわかる。水温躍層の中心は、水面下8mから12mの間にある。この期間、水温躍層よりも下層の水面下20mから40mの水温は3℃から6℃の範囲にあり、その鉛直方向の変動は小さい。

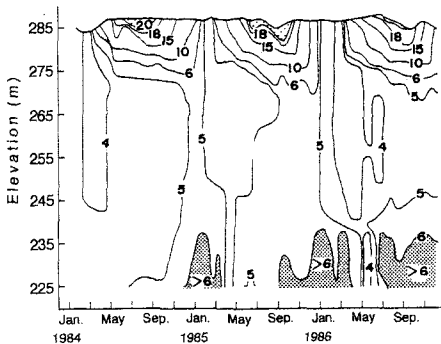


図-7 地点S1の水温鉛直分布の経月変化
(異常水温成層の出現期) 単位:℃

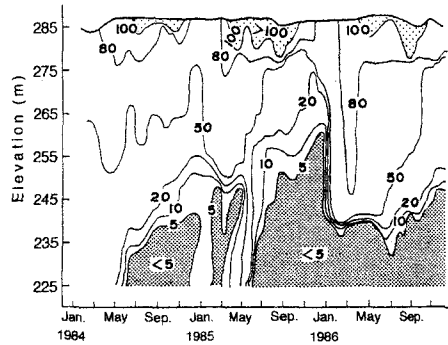


図-8 地点S1のD0鉛直分布の経月変化
(異常水温成層の出現期) 単位: %

次に水面下40mから湖底(約60m)までの層では、水温は特異な分布状態を呈している。これは、湖底に近くほど水温の高くなる状態でいわゆる異常水温成層(中冷層)を形成しており、1985年1月から4月までの非水温成層期(循環期)に初めて現われている。このとき、中層より底層での水温が1.5℃高くなっている。この異常水温成層はいったん消滅しているが、9月から翌年4月まで再び存在している。その規模を6℃の等温線でみると、これは底上より2mから10mの厚さを持ち、振動している。さらに、1986年7月以降にも存在し、その時の底層の水温は中層のそれに比べて2.0℃も高くなっている。なお、1985年4月から9月までと1986年4月から7月までの期間には、異常水温成層はほとんどみられない。

このように異常水温成層が長期間相当な規模で存在していることから判断して、このダム湖水の密度構造を水温だけから評価することはできない。

次に図-8をみると各年ともD0の80%ラインは非水温成層期の終わる4月から水温成層期の終わる12月ま

で水面下 10m より上にある。50%ラインは非水温成層期には水面下 40m から 45m まで下がるが、水温成層期には、80%ラインと同様に水面下 10m よりも上にある場合が多い。5%以下の低酸素層は、1984 年の水温成層期に現われ、その厚みは 15m にも広がっている。この層は翌年の 2 月から 4 月にかけて再び存在しており、その厚さは 20m と大きい。さらに、この層は 1985 年 6 月以降には継続して存在し、最も発達した 12 月にはその層の厚さが 35m にも達している。前項の異常水温成層の発達とこれらのことを考え合わせると、底層を中心として還元状態にある滞留時間の長い水の層が、次第に広がっている様子がわかる。

2) 窒素、電気伝導度および COD の経月変化

図-9 に地点 S1 における窒素の季節変化を示す。窒素の存在形態をみると表層と中層では各年とも有機態窒素が全体の 50%以上を占めている。底層では、1984 年と 1985 年には無機態窒素と有機態窒素が同じ割合で推移していたが、1986 年に入って無機態窒素が急激に上昇し、11 月には全体の 80%をこえている。

図-10 に地点 S1 における各々表層、中層および底層における電気伝導度の経月変化を示す。電気伝導度の期間中の平均値は表層と中層でそれぞれ $55 \mu\text{S/cm}$ 、 $82 \mu\text{S/cm}$ であり、変動も小さい。一方、底層の電気伝導度は両層と異なり徐々に増加して 1986 年 4 月より $200 \mu\text{S/cm}$ 以上 (平均値は $169 \mu\text{S/cm}$) の値を示している。貯水開始初期と比較すると、底層が表層の 2 倍から 3 倍程度と差が大きくなっている。

図-11 に地点 S1 における表層、中層および底層における COD の経月変化を示す。COD の期間中の平均値は表層、中層および底層で各々 1.9 mg/l 、 1.2 mg/l および 4.0 mg/l であり、各層とも貯水開始初期と同程度となっており、底層は依然として表層や中層に比べて 2 倍以上と高い。また、底層では 1984 年の 12 月から 1985 年の 4 月までと 1985 年の 10 月以降はずっと 4 mg/l 以上と高い値が続いている。

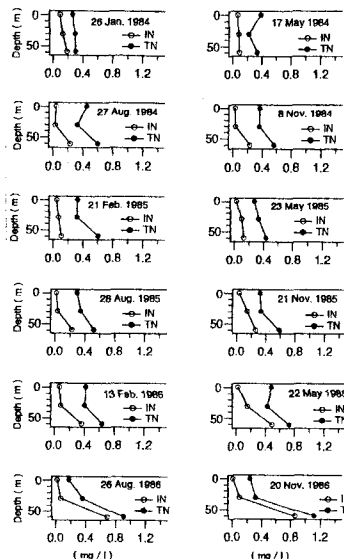


図-9 地点 S1 の窒素濃度の季節変化
(異常水温成層の出現期)

4.3 異常水温成層の長期形成期

1) 水温、DO の鉛直分布とその経月変化

図-12 と 13 にそれぞれ地点 S1 における水温と DO (酸素飽和百分率で表示) の鉛直分布の経月変化を示す。図-12 から地点 S1 では、水温躍層より下層において、湖底に近づくほど水温の高くなる異常水温成層の存在が確認できる。この成層は調査期間中継続して存在し、その層内での水温差は最大で 2°C 程度に達し、層の厚さは最大で 35 m 程度となっている。

図-13 の DO の鉛直分布をみると、同地点で 5%以下の低酸素層が非水温成層期に水位の急激に低下した時期 (1989 年 1, 2 月) を除く全期間に存在していることがわかる。その厚さは、20 m から 40 m にも達している。これらの層では、酸素の補給がほとんどなく、還元状態が長期間続

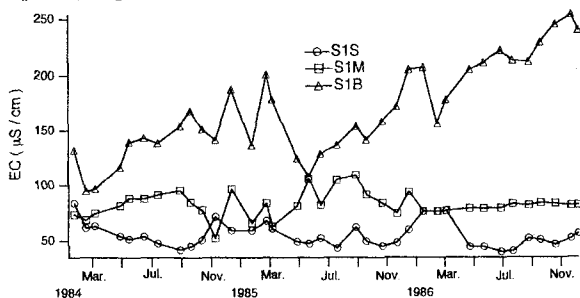


図-10 地点 S1 の電気伝導度の経月変化
(異常水温成層の出現期)

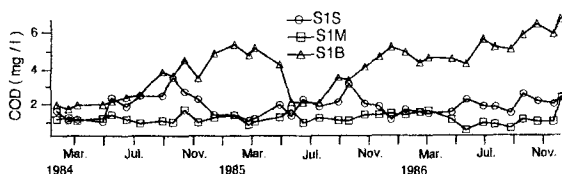


図-11 地点 S1 の COD の経月変化
(異常水温成層の出現期)

いていた様子がうかがえる。

次に、図-14と15にそれぞれ地点S2における水温とD0の鉛直分布の経月変化を示す。これらの図をみると、地点S2における水温およびD0の鉛直分布は地点S1のそれとは異なっている。気温の上昇する夏季を中心に表層に強い水温躍層が存在することは、地点S1と同様である。しかし、深水層に異常水温成層が存在することはなく、深水層の水温はほぼ様な値である。しかも気温の低下により水温成層が崩壊する冬季には毎年、水面から湖底まで様な水温分布になっている。またD0についても夏季を中心に水面下10mあたりにその躍層が存在する。D0の躍層は冬季には消滅し、水面から湖底まで様な分布になっている。

貯水池全体の様子をみるために、図-16に1990年1月、2月および3月に測定した貯水池内の水温の縦断面分布を示す。この図より循環期において、貯水池全体の水面下40mよりも深い層では上からの冷たい水塊とほとんど混合していないことがわかる。

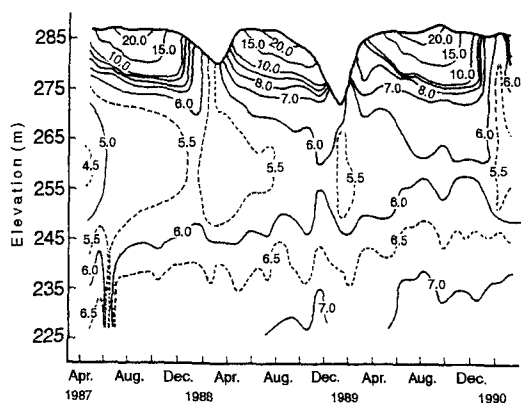


図-12 地点S1の水温鉛直分布の経月変化
(異常水温成層の長期形成期) 単位: °C

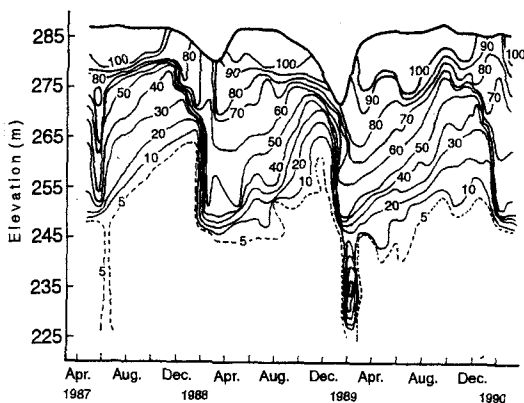


図-13 地点S1のD0鉛直分布の経月変化
(異常水温成層の長期形成期) 単位: %

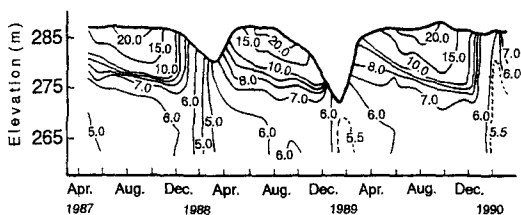


図-14 地点S2の水温鉛直分布の経月変化
(異常水温成層の長期形成期) 単位: °C

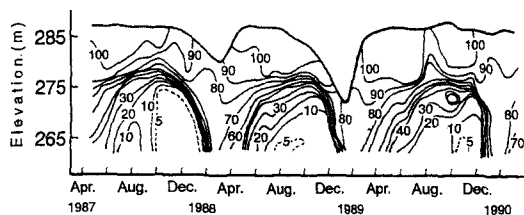


図-15 地点S2のD0鉛直分布の経月変化
(異常水温成層の長期形成期) 単位: %

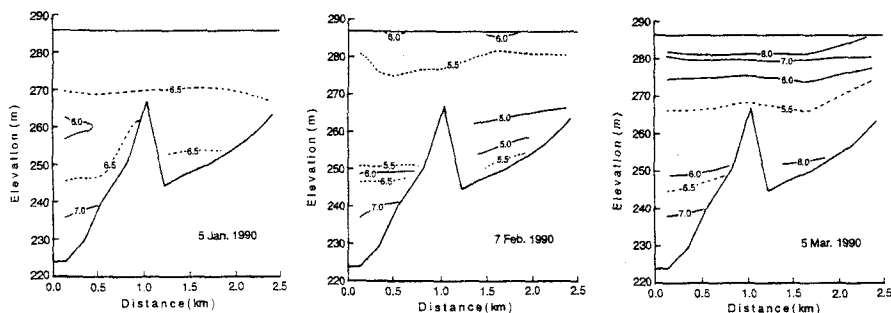


図-16 水温の縦断面分布 (単位: °C)
(異常水温成層の長期形成期)

次に、等温線と D0 等濃度線に焦点をあててみる。図-12をみると、たとえば 6.5℃ ライン(下側)は周期的に昇降していることがわかる。その振幅は 1 m から 5 m 程度であり、周期は 2 ヶ月程度の短期のものが現れる。一方、D0 の等濃度ライン(図-13)の振動は、周期 1 年のものが主体で水温の場合にみられた短周期のものはあまり認められない。D0 の周期的変動については、以下のように説明される。D0 は水温成層期には水の鉛直混合が強く抑制されるため下層では表面から酸素が補給されず、さらに有機物の分解にそれが消費されるために低くなり、たとえば 5% ラインは上層まで上がっている。一方、非成層期には表面から酸素が補給されて下層でも D0 が高くなり、たとえば 5% から 50% ラインは中層から下層まで下がっている。しかし、水温の周期的変動については、その原因がわからない。

2) 濁度、窒素、電気伝導度および COD の経月変化

図-17 に地点 S1 と S2 のそれぞれ表層(水面下 0.3 m)、中層(全水深の 1/2) および底層(底上 1.0 m) における濁度の経月変化を示す。この図をみると濁度はいずれも 20mg/l (ppm) 以下と小さく、濁度の高い地点 S1 の底層の平均値は 5.32 mg/l で、この値は濁りが問題となっているダム湖と比較すると非常に低い値である³⁾。また中層の濃度が低いのが特徴的で、期間中の平均値をとると、地点 S1 と地点 S2 でそれぞれ 0.88mg/l と 1.36mg/l である。

次に、図-18 に地点 S1 における窒素の季節変化を示す。この図から表層では冬期にダム水位が急激に低下した 1989 年 2 月を除くと、有機態窒素が全窒素の 50% 以上を占めている。逆に底層では、1987 年と 1988 年には無機態窒素の割合が高く、1988 年の 11 月には全窒素の 80% を越えている。しかし 1989 年の分布をみると、前年までと比べて底層で有機態窒素の割合が高くなっている。これは、還元状態が長期間に及んでいるために、有機物の分解が進んでいないことを示唆している。

次に 図-19 と 20 にそれぞれ地点 S1 と地点 S2 の電気伝導度の鉛直分布の経月変化を示す。図-19 から、地点 S1 の異常水温成層を形成している部分では、電気伝導度の強い躍層がみられ、この層で溶解性物質濃度の高いことがわかる。この躍層は非水温成層期に水位の急激に低下した時期(1989 年 1, 2 月)を除くと常に存在している。一方、図-20 をみると、地点 S2 では地点 S1 のように下層に強い電気伝導度の躍層が形成されることはなく、非水温成層期には上下方向にほとんど一様となっている。

図-21 に地点 S1 の表層、中層および底層における COD の経月変化を示す。期間中の COD の平均値は表層、中層および底層で各々 2.2mg/l、1.4mg/l および 6.3mg/l であり、各層とも前期(異常水温成層の出現期)よりも上昇しており、特に底層では前期と比べて 2.3mg/l も高くなっている。また、底層では 1987 年 6 月、1988 年 4 月および 1989 年 2, 3 月を除く全期間で 5mg/l 以上と高い値が続いている。また、底層の COD と

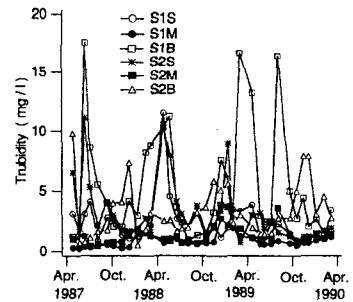


図-17 地点 S1, S2 の濁度の経月変化
(異常水温成層の長期形成期)

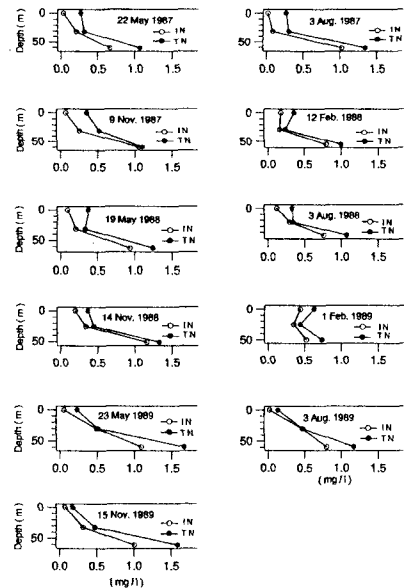


図-18 地点 S1 の窒素濃度の季節変化
(異常水温成層の長期形成期)

窒素を比較すると無機態と有機態の割合に関係なく COD はほとんど 5mg/l 以上と高い。

3) 異常水温成層内の Mn と Fe の変動

図-22 に地点 S1 の中層(全水深の半分の深度)、水面下 40 m および底層(湖底上 1 m)における Mn と Fe の経月変化を示す。図より 1989 年 1 月から 5 月の間を除けば、Mn と Fe は全体的に類似の挙動を示している。異常水温成層内では下方に向かって Mn と Fe が急激に増加している。底層の変化をみると、冬期にダム水位が満水位より 11 m から 15 m 程度低下した 1989 年 1、2 月を除くと、Mn は 7mg/l 程度、Fe は 10mg/l 程度の高濃度でほぼ一定の値を維持している。一方、中層と水面下 40 m 層での濃度にはほぼ一年周期の変動がみられる。これらの層で高濃度になるのは気温が低下して上層の水が循環する時期に一致し、逆に濃度の低下するのは、気温の上昇により水温躍層の発達する時期である。

4) COD に影響を及ぼす Fe、Mn

COD (化学的酸素消費量) は一般には水域の環境基準のうち、有機物による汚濁の程度を示すものとして使われているが、これを汚濁指標として用いるには以下の注意が必要である。COD の測定方法は、強力な酸化剤(ここでは、過マンガン酸カリウムを使っている)で一定条件で試料水を処理して消費される酸化剤の量を表わしたものであり、試料水中の被酸化性物質の量を知ろうとしたものである。被酸化性物質としては有機物の他に無機物でも低酸素状態の物質、例えば 2 価の鉄、2 価のマンガン、亜硝酸塩、硫化物などが考えられる。しかし、特殊な水を除けば被酸化性物質の大部分は有機物なので、COD を有機物量の尺度として使われている¹¹⁾。

ところが、4.3.3) 節より A 貯水池の水面下 40m より深い層では鉄とマンガンの濃度が急上昇している。また還元状態が長期間続いていることから、分析した鉄とマンガンのほとんど全ては 2 価の鉄とマンガンであると考えてよい。また 4.3.2) 節より、底層の COD は有機態窒素の増減に対応していない。以上のことから A 貯水池の水面下 40m より深い層では、COD を有機物量の尺度として使えないことがわかる。

5) 溶解性物質の起源

表-1 に 1989 年 7 月に湖水の化学成分について分析した結果を示す。各成分を合計した量と全蒸発残留物(T-R e)とを比較する。T-R e が測定中に酸化物などに变化していることを考慮すると、湖水の溶解

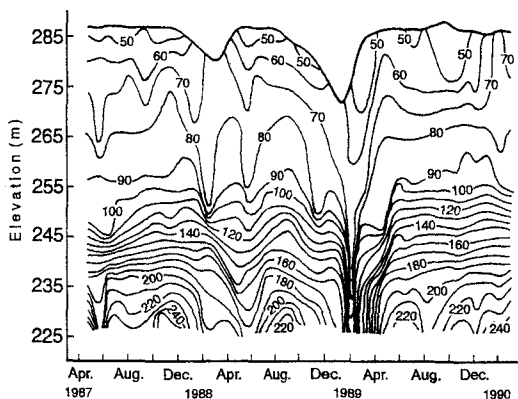


図-19 地点 S1 における電気伝導度の鉛直分布の経月変化
(異常水温成層の長期形成期) 単位: $\mu S/cm$

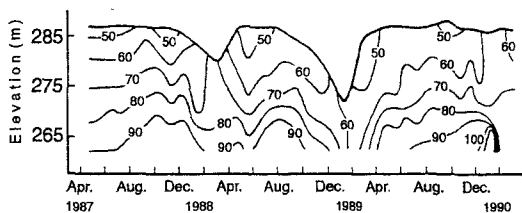


図-20 地点 S2 における電気伝導度の鉛直分布の経月変化
(異常水温成層の長期形成期) 単位: $\mu S/cm$

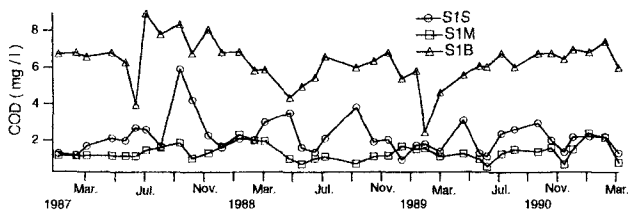


図-21 地点 S1 における COD の経月変化
(異常水温成層の長期形成期)

性物質は、表に上げた成分で大部分を占めると判断される。また、この表や 4.3.3) 節で述べたように底層における Fe, Mn の値が、表層と中層のそれに比べて格段に大きい。また、TC, Ca についても底層で高めの値となっている。ダム湖水がこのような分布を形成している原因として、(1) ニオス湖¹²⁾ のように湖底湧水によるもの、(2) 高濃度の溶存物質を含む流入水のもぐり込みによるもの、(3) 還元状態で起こる生物化学的成層によるもの等が考えられる。

まず (1) の可能性を検討する。ニオス湖のケースでは深水域でほとんどの溶存化学成分濃度は、深度とともに増加すると報告されている¹³⁾。一般に湖底からの湧水によるケースでは、深部ほど物質濃度は高いはずである。特に、 Cl^- , SO_4^{2-} および Na^+ が顕著に成層する⁶⁾。しかし、表-1 から Mn, Fe, TC および Ca を除く成分に顕著な成層の形成は認められないことから、(1) は否定される。次に (2) については、上流の水質を調べることにより判断される。図-14、図-17 および図-20 に示す地点 S2 における水温、濁度および電気伝導度の経月変化をみると、水温には季節変化があり、濁りも低く電気伝導度も低い。

これらの数値から、高濃度の溶存物質の上流からの流れ込みについても否定される。ただし、上流からの流入がないことを意味するわけではない。

さて、(3) の生物化学的成層は水の停滞により 2 次的に起こる現象である。その特徴は以下のようなものである。酸素の補給のほとんどない下層では生物化学的作用により、水中の酸素が消費されつくして無酸素状態になった後に、酸化還元電位が有機物よりも小さくなる。この状態になると、泥土中に含まれる水酸化鉄、水酸化マンガンは、還元されて Fe^{2+} , Mn^{2+} となり多量に水中に溶出する⁶⁾。4.3.1) 節、4.3.2) 節および 4.3.3) 節で述べた現象はこれと一致する。まず、図-13 に示す D0 の鉛直分布から還元的な状態が下層で長期間にわたり存在すること、および Fe と Mn が底層で異常に高濃度である(表-1、図-22)ことは、この成層の形成を裏付けている。また、生物化学的作用によつては、ほとんど成層しない成分が Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ および Mg^{2+} であり、逆に一次大成層を生じる成分が Ca^{2+} , CO_2 , HCO_3^- 等である⁶⁾。このことは、このダムの化学成分の分析(表-1)結果と一致している。以上のことから Fe, Mn, Ca などを中心にした溶解性物質の起源は、ここではほとんど生物化学的成層の形成によると結論づけられる。

ここで、地点 S1 の中層および水面下 40 m 層での Mn と Fe の濃度(図-22)について再度検討する。これらの層での Mn と Fe の濃度には、1 年程度の周期変動がみられ、それらが高濃度になるのは気温の低下により水温成層が崩壊する時期、逆に低濃度になるのは、気温の上昇により水温成層の発達する時期にあたる。この成層期中層および水面下 40 m 層で Mn と Fe の濃度が低下する現象は、下層からの循環や拡散が成層によって抑制されることによると考えられる。

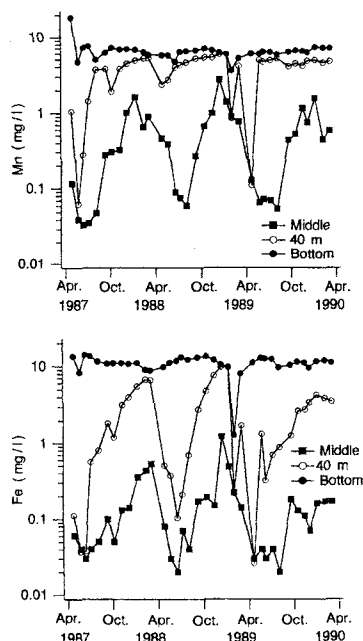


図-22 地点 S1 の Mn と Fe の経月変化
(異常水温成層の長期形成期)

表-1 A ダム貯水池水に含まれる化学成分 単位: mg/l

	surface	middle	bottom
Cl^-	3.1	9.9	10.2
SiO_2	9.9	12.5	12.5
SO_4^{2-}	4.0	4.0	2.0
TC	5.2	6.4	26.1
K	0.7	1.2	1.9
Na	2.7	5.7	5.0
Mg	0.7	1.1	3.9
Fe	0.02	0.04	12.3
Mn	0.003	0.07	6.32
Ca	3.6	6.8	23.3
Sum	29.923	47.71	103.32
T-Re	33.2	58.0	148.2

5. 冬季における日平均気温と鉛直循環との関連

ここでは、冬季における日平均気温と地点 S1 における鉛直循環との関連について検討する。図-23 に、各年度の 12 月から 3 月までの日平均気温を各月の上旬、中旬および下旬の平均値で示す。1983 年 12 月から 1984 年 3 月までの平均気温は、1 月から 2 月中旬まで氷点下が続き、特に 1 月下旬と 2 月上旬に各々 -2.1°C 、 -3.1°C と低い。同時期の地点 S1 における水温（図-7）は全層で 4°C 前後と低い。また D0 分布（図-8）より同時期に 5% 以下の低酸素層はみられない。

1984 年 12 月から 1985 年 3 月までの平均気温は、12 月下旬、1 月中旬および下旬の各旬で氷点下となっている。同時期の水温分布をみると 12 月から 3 月初旬に下層で異常水温成層が存在するが、3 月中旬にその成層は消滅し、4 月の水温分布では表層を除いて 4°C 台の様な分布となっている。また D0 分布より 11 月まで存在していた 5% 以下の低酸素層は、12 月には消滅している。

1985 年 12 月から 1986 年 3 月までの平均気温は、12 月中旬、1 月上旬、中旬、2 月上旬および下旬で氷点下となっており、この年には非常に低温の状態が長期間続いていたことがわかる。水温分布より底上 10m までの層に異常水温成層の存在が確認できるが、4 月中旬にはこの成層は消滅し中層では一時的に 4°C 以下の一様な水温分布となっている。しかし、7 月には再び異常水温成層が存在している。このように年を経るごとに気温低下に対する貯水池下層水温の反応が次第に遅れてきている様子がわかる。また、この時期の D0 分布より 5% 以下の低酸素層の厚さは 1 月には前月の半分に低下しているが、前年のようにこの層が消滅することはなかった。

1986 年 12 月から 1987 年 3 月までの平均気温は、2 月下旬に 0.8°C を記録した以外には気温は各旬間とも 1°C 以上と暖かく、前年までとは一転して暖冬であったことがうかがえる。水温分布（図-12）より 6 月を除いて異常水温成層が継続して存在し、その規模も次第に大きくなっている。D0 分布（図-13）より 5% 以下の低酸素層も 6 月を除いて継続して存在している。

1987 年 12 月から 1988 年 3 月までの平均気温は、2 月上旬 (0.9°C) と中旬 (0.6°C) を除く各旬間ではいずれも 2°C 以上と暖かい日が続いている。水温分布をみると異常水温成層はこの期間に継続して存在している。D0 分布より 2 月には 5% 以下の低酸素層は 1 月の約半分の厚さ (20m 程度) となっている。

1988 年 12 月から 1989 年 3 月までの平均気温は、各旬とも 2°C 以上と高く、特に 1 月の上旬と中旬には 6.0°C 、 5.9°C と非常に高い。水温分布をみると水位の急低下 (満水位より 11 m から 15 m 程度) にもかかわらず、異常水温成層は継続して存在している。D0 分布より 5% 以下の低酸素層は 2 月に一時的に消滅しているが、3 月には再び 20m 程度の厚さとなっている。

1989 年 12 月から 1990 年 3 月までの平均気温は、1 月の下旬 (-0.4°C) を除く各旬で 2°C 以上と高い。また、水温分布と D0 分布より異常水温成層と D0 の低酸素層は継続して存在しており、変化はみられない。

上述したように冬季の平均気温が低い期間 (1983 年度から 1985 年度まで) では、秋季まで中層以深に存在していた異常水温成層は崩壊し、底層まで酸素補給のあったことがわかる。しかし、このような鉛直大循環もその生じる時期が年々遅れる傾向にある。

一方、冬季の平均気温が高い期間 (1986 年度から 1989 年度まで) では、底層まで酸素供給はほとんどなく、異常水温成層も 1987 年 6 月以降は継続して存在しており、中層以深で還元状態が長期間にわたって続いている。このように冬季の各旬別の日平均気温の変化は、ダム の鉛直循環の動向と強く関連していることがわかる。また、1986 年以降の暖冬の影響が貯水池内に存在する異常水温成層の長期化の一因となっている。

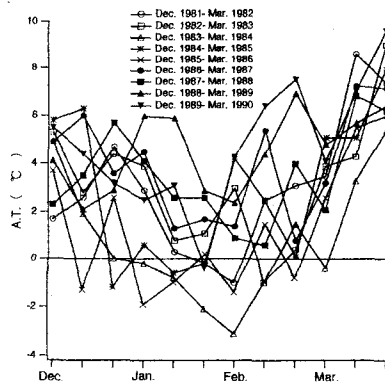


図-23 冬季における日平均気温の変動
(各月を上、中、下旬で各々平均した値)

6. 密度の算出と鉛直流動

6.1 塩分の計算

陸水の組成はまちまちであるから、溶存成分量と電気伝導度との間の一般的関係を決めることはできない。しかし、しばしば電気伝導度が一定方式によって溶存成分量として表現されることがある。さらに、ある地域での成分組成がほぼ似ており、ただその濃度が異なるという場合には、あらかじめ種々の濃度についての電気伝導度をチェックしておけば、電気伝導度を測定するだけで蒸発残留物を推定できる¹⁴⁾。

ここでは、湖水の溶解性蒸発残留物 (S-R e) を淡水の塩分と定義する。これを電気伝導度に対してプロットしたものが 図-24 である。この図から A 貯水池においても両者はかなり強い正の相関 (相関係数: 0.96) をもち、両者はほぼ次式で関係づけられる。

$$S-R e \text{ (mg/l)} = 0.62 \times \lambda_{25} \quad (1)$$

ここで λ_{25} (μ S/cm) は 25°C における電気伝導度である。

6.2 密度分布と鉛直流動

淡水湖水の密度は、水温だけの関数として見積もられることが多い。しかし、見積もるオーダーによってはその他に水圧、溶存物質含有量、懸濁物による影響も考慮する必要がある³⁾。今、これらの因子について個々に検討する。まず水温差 3°C に対応する密度差は 10^{-4} g/cm³ のオーダー、塩分 100mg/l に対応する密度差は 10^{-4} g/cm³ の程度、そして水深差 40 m に対する密度差は 5×10^{-5} g/cm³ の程度である。一方、比重 2.5 の粒子 5mg/l の場合、浮遊物質による密度差は 7.5×10^{-6} g/cm³ の程度であり、他の因子と比べると小さい。

したがって、このダム湖の各水質値と上述の見積もりから、密度を 10^{-4} g/cm³ のオーダーまで評価する場合、水温の他に水圧と塩分を考慮する必要がある。このため、ここではこれらの因子を考慮して密度を求めた。なお実際の密度算出は、(1) 式で塩分を求めた後に海洋観測指針による方法で行なった¹⁵⁾。

図-25 に上述の方法で算出した地点 S1 における鉛直密度構造の経月変化を示す。

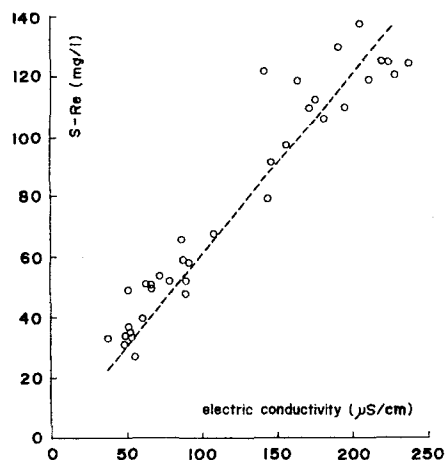


図-24 溶解性蒸発残留物 (S-Re) と電気伝導度の関係

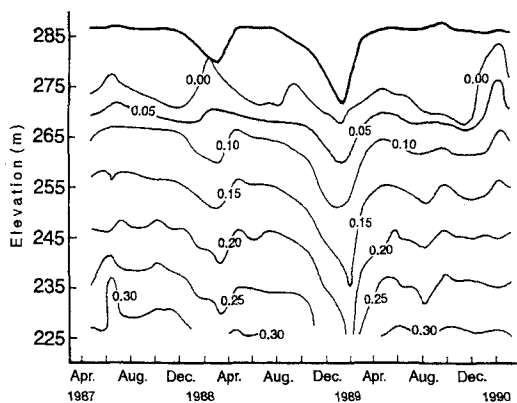


図-25 水温、塩分 (S-Re) および水圧より算出した鉛直密度構造の経月変化
(曲線中の値は $\sigma = (\rho - 1) \times 10^3 \text{ g/cm}^3$ を示す)

この図をみると標高 225 m から 265 m までの厚さ 40 m の層では、水温の逆転にもかかわらず下層に向かって密度は増加しており、水温だけでは不安定となる密度構造は、解消される。

次に、この鉛直分布の周期変動に注目する。図の等密度線をみると各層で1年周期の変動がみられる。また密度が最も低下したのは、冬期に水位が急激に低下した1989年1、2月であり、1988年9月まで標高255 m付近にあった $\sigma = 0.15 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ の等密度線は20 mも下降している。ただし、この等密度線は4月には再び標高255 m付近に戻っている。

さらに中層以深の異常水温成層を形成している部分に位置する等密度線には、それより短い変動もみられる。特に1989年についてみると σ が $0.2 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ 、 $0.25 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ および $0.3 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ の等密度線は、気温の上昇により水温成層が発達する時期にこれらの等密度線が下降する傾向を示し、このことは1987年にも若干いえる。しかし、1988年にはこのような傾向は出ていない。この一因として受熱期に水位が急激に上昇していることが上げられる。

また、この密度分布には4.3.1)節で述べた 6.5°C の等温線(図-12)の2ヶ月程度の周期変動はみられない。これは、水温差 0.5°C に対応する密度差が $0.017 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ 程度と非常に小さいためと考えられる。

7. 異常水温成層の挙動と指標物質

ここでは、異常水温成層の挙動がダム湖全体に及ぼす影響について検討し、さらにこの層の流動状況を知る指標物質を紹介する。

図-26は、ダム湖全体に占める異常水温成層の水量、塩分、MnおよびFeの総量比の経月変化を示している。まず水量でみると、調査期間中の平均で13%である。しかし、塩分でみるとその割合は平均で22%、さらにMnやFeでみると、それぞれ平均で76%、81%である。また4.3.2)節で述べたように、底層では有機態窒素の濃度が高くなっており、還元状態が長期間に及んでいるために、有機物の分解が進んでいない状態を呈している。このような層の水が急激に上層水と混合した場合、ダム湖全体のD₀の急激な低下をまねく。ひいては、悪臭や濁りを助長して水質を悪化させ、上水や工業用水などの利水面のみならず、ダム貯水池や下流の河川に生息している生物に悪影響を及ぼすことが考えられる。このように、この層の流動状況はダム貯水池全体およびダム下流の水質環境にとって重要である。

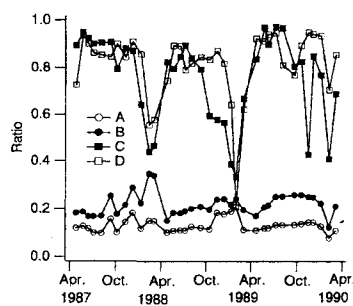


図-26 A ダム貯水池全体に占める異常水温成層の水量、塩分 (S-Re)、Mn および Fe の総量比の経月変化
A ; 水量 B ; 塩分 C ; Mn D ; Fe

またこの層の流動をつかむ上で指標となるものとしては、底部で濃度の急激に増加する Mn、Fe のほか異常水温成層内で強い躍層を形成する電気伝導度等が有力である。

8. まとめ

ここでは水交換率が小さく安定な水温成層を長期間形成している中規模な水域として、Aダム貯水池を取り上げて鉛直流動や水質の季節変化等について紹介した。要点をまとめると次のようになる。

(1) 貯水開始初期には、夏に水温成層を形成し、秋から春までに循環する亜熱帯湖に分類されるが、貯水開始4年後には水面下40 mから湖底に近づくほど水温の高くなる状態でいわゆる異常水温成層(中冷層)が出現した。

(2) この異常水温成層は貯水開始6年後には、地点S1(満水時水深 約60 m)では水温躍層より下層において、調査期間中継続して存在し、その層内の水温差は最大で 2°C 、厚さは最大で35 mに達している。また、同地点で5%以下の低酸素層が存在し、その厚さは20 mから40 mに達している。

(3) Fe、Mnが水温躍層より深い層で下層に向かって急激に増加している。これらの溶解性物質の起源は、ほとんど生物化学的成層の形成による。

- (4) 底層では鉄、マンガンが大量に溶出しているため有機物質量の指標としてCODを適用できない。
- (5) 冬季の日平均気温の変化が、ダムの鉛直循環の動向と強く関連している。さらに、1986年度以降の暖冬の影響が貯水池内に存在する異常水温成層の長期化の一因となっている。
- (6) 異常水温成層を有する湖沼の密度構造の解析には、水温だけでなく水圧と溶存物質を考慮することが必要である。
- (7) ダム湖全体に対する異常水温成層の水量、塩分、MnおよびFeの総量比は、それぞれ13%、22%、75%および81%であり、この層の流動がダム湖全体の水質に与える影響は大きい。異常水温成層の挙動を把握する指標として、Mn、Feや電気伝導度が有力である。

最近、他の貯水池でも異常水温成層の存在をとらえた観測報告¹⁰⁾のあることから、A貯水池に限らず水域の表面積に比べて水深の深い貯水池では、異常水温成層の出現する可能性がある。

最後に、ここで紹介した貯水池下層における異常水温成層の形成過程をまとめると次のようになる。非水温成層期の不完全な鉛直循環によって貯水池下層で次第に還元状態が長期化し、底泥から窒素、リン及びFe、Mnなどの物質が多量に溶出する。この影響で下層水の密度構造は、水温や水圧の他に溶解性物質によっても左右されることになる。この下層水は冬季に上層より下降してきた水温4℃に近い水塊とも容易に混合せず、異常水温成層(中冷層)が形成され、その状態が長期化する。

参考文献

- 1) 安芸周一：貯水池水理，土木学会論文集，405，pp.13-23，1989.
- 2) 宮永洋一：貯水池における水理学的富栄養化対策の可能性に関する検討，第28回水理講演会論文集，pp.297-302，1984.
- 3) 大谷守正・八鉢功：桂沢貯水池における密度躍層の季節的变化，陸水学会誌，44，3，pp.206-214，1983.
- 4) 松本治彦：異常水温成層の長期化したダム湖の水温，D₀，密度，Fe，Mnの鉛直分布とその変動—湖水における流動の鉛直構造をつかむために—，宇部短期大学学術報告，27，pp.23-32，1990.
- 5) 松本治彦・城田久岳・羽田野袈裟義・斎藤隆：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，16，10，pp.696-703，1993.
- 6) 吉村信吉：湖沼学（増補版），生産技術センター，東京，439pp.，1976.
- 7) 松本治彦：ダム湖における水温成層の長期化とその密度分布に及ぼす塩分の影響，宇部短期大学学術報告，26，pp.31-36，1989.
- 8) 西條八東・三田村緒佐武：新編湖沼調査法，講談社サイエンスフィク，東京，230pp.，1995.
- 9) 安芸周一・秋元保・下田修・志賀陽一：貯水池の水質，電力土木，No.159，pp.1-17，1979.
- 10) 沖野外輝夫：富栄養化調査法，講談社サイエンスフィク，東京，194pp.，1976.
- 11) 日本分析化学会北海道支部編：新版水の分析，化学同人，京都，398pp.，1973.
- 12) 金成誠一：ニオス湖ガス災害の原因と突発過程，火山 第2集 32，1，pp.43-55，1987.
- 13) 野尻幸宏・日下部実：カメルーン・ニオス湖の熱フラックスと湖水の化学組成，日本陸水学会 第54回大会講演要旨集，B 117，1989.
- 14) 半谷高久・小倉紀雄：第3版水質調査法，丸善，東京，335pp.，1995.
- 15) 気象庁編：海洋観測指針，日本海洋学会，東京，pp.91-157，1985.
- 16) 神田徹・道奥康治・西川孝晴・東野誠・伊藤達平・石川勝久：底部に不安定水温成層を有する貯水池の水温・水質観測，水工学論文集，第40巻，pp.601-606，1996.