

貯水池濁水現象

安 芸 周 一

1. まえがき

自然の河道に築造される大規模な貯水池は河川の自然環境に対してさまざまな影響を与える。近年とみに関心を集めている貯水池の水質問題もその一つであり、その実態の把握と貯水池水質の予測手法ならびに保全対策の確立は、ダム建設に伴う自然環境保全の一環として重要な課題になってきている。

現在までに生じている水質問題は、主として水温変化および微細な粘土鉱物粒子の懸濁による濁水現象であるが、流域の開発に伴う有機的汚染、いわゆる富栄養化現象も認められるようになってきている。

貯水池の水質変化は、主として河川水の池内での長期滞留の結果生ずるものであり、これは貯水池本来の機能として避け難い側面でもある。長期滞留による河川水と大気圏との熱の授受の変化、水温ならびに溶解、懸濁物質による池内の密度分布は流入、流出水と呼应して池内に密度流としての流動形態を誘起する。この貯水池内の流動形態は池内の水温分布および懸濁物質の挙動をはじめ、動植物性プランクトンの生育など池内の生態系にも影響を及ぼすものと考えられ、貯水池の築造による水質変化の大きな要因と考えられている。

このような貯水池水質に関する調査研究は近年の貯水池濁水長期化現象を契機として全国大の規模で組織的に進められており、既に池水の流動形態と水質の関係、水質保全対策に関しある程度の知見は得られている。しかし、貯水池はその立地条件、規模および運用方法がさまざまであり、その流動形態が極めて複雑であると同時に、前記の水質変化が混在した形で生じる例が多く、貯水池水質問題の総合的な理解には未だ達し得ていないという現状である。

本講において著者は現在までの知見にもとづき、貯水池水質問題の水理学的要因としての貯水池流動形態について述べ、水質現象としては比較的単純な成層型貯水池における微細粘土鉱物粒子による濁水長期化現象の機構を解説する。つづいて、濁水現象軽減対策として提案された選択取水設備の機能について述べ、貯水池の流動形態と熱・濃度収支の数値モデルによる水温、濃度分布の予測および水質保全対策の効果の評価のためのシミュレーション解析手法を示す。

2. 貯水池の流動形態

2・1 貯水池流動形態の概要

貯水池の流動形態はその受熱期における水温分布特性から成層型および混合型の2種に大別される。

成層型の流動形態は池水の滞留期間の長い大規模貯水池において認められる。貯水池内には大気圏との熱収支、流入、流出水による熱の移流によって鉛直方向に安定した水温分布が形成される。この水温による密度分布の重力効果のために、池水は上下の混合を生じにくく、貯水池は流入、流出水による層状の流動部分とその他の停滞部分に区分される。鉛直方向の強い安定度から貯水池深部に流動が及ぶことは稀れであり、深層水温が年間を通してほとんど変化しないことも成層型貯水池の特徴である。

これに対して、貯水池規模に較べて流入、流出流量が大きい場合には流動が貯水池の広範囲に及び、

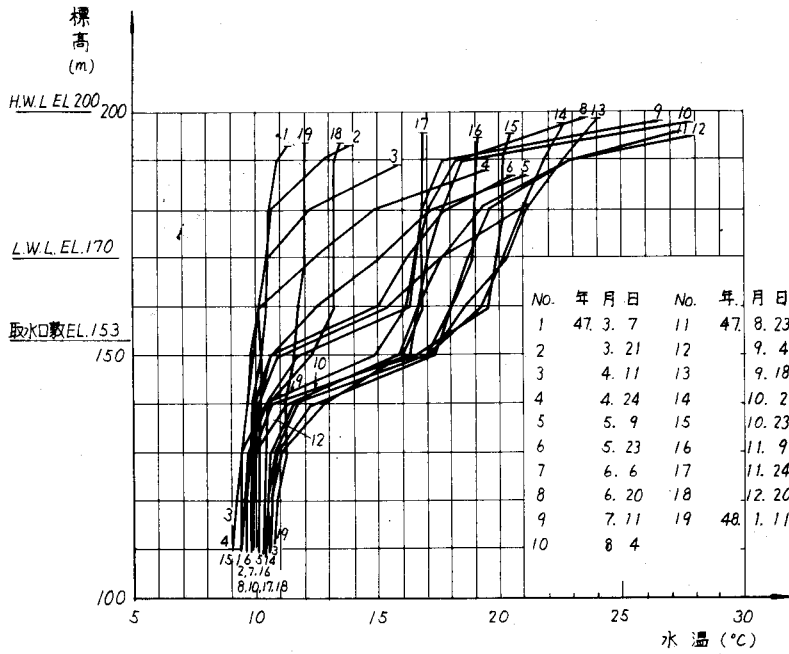


図-1 成層型貯水池の水温分布

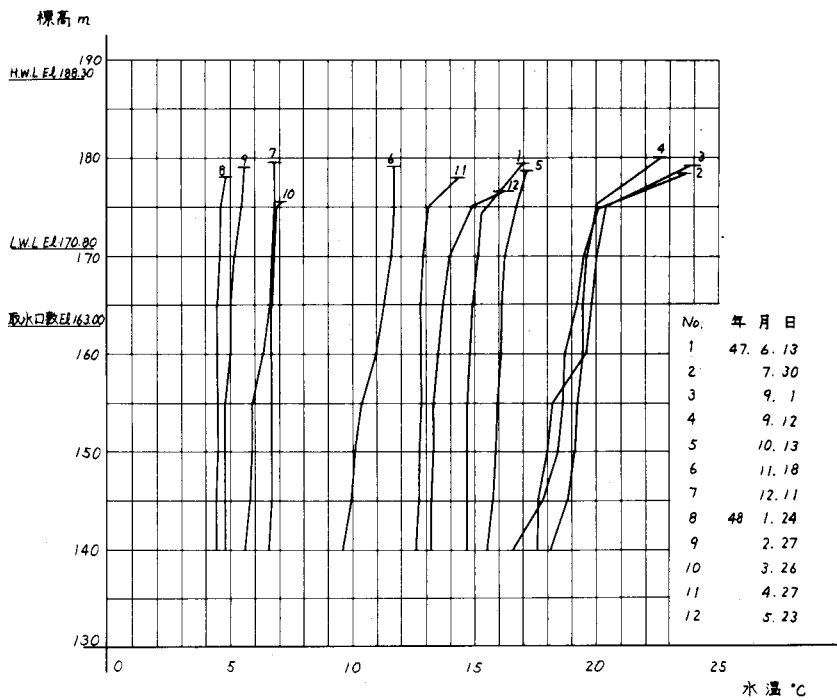


図-2 混合型貯水池の水温分布

上下の混合、熱の移流が良く行なわれる。この結果、貯水池はほぼ均一な水質となり、深層水温の年変化も顕著であり、混合型の流動形態を示す。図-1、2は成層型および混合型貯水池の年間の水温分布の1例である。

貯水池の水温分布は流入、流出による流れと大気圏との熱収支によって決まるものであるが、洪水条件、貯水池運用方法などに影響され、ある貯水池が成層型になるか、混合型になるかを解析的に求めることは難しい。

現在までの調査によると、概略の目安として次の二つの因子が判断の基準になるものと考えられる。

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

$$\beta = \frac{1 \text{ 洪水総流量}}{\text{貯水池総容量}}$$

現在までの観測では、 $\alpha < 10$ 程度ならば安定した成層型になり、 $\alpha > 20$ 程度ならば混合型になる。成層型の貯水池でも洪水条件によっては混合型に変化する。 $\beta < 1$ のような小規模の洪水は水温分布にはほとんど影響を与えない。 $\beta < 1/2 \sim 1$ 程度の洪水では水温成層はかなり変形されるが、それでも成層型の水温分布が維持されることが多い。 $\beta > 1$ のような大洪水によって水温分布が完全に消滅し、混合

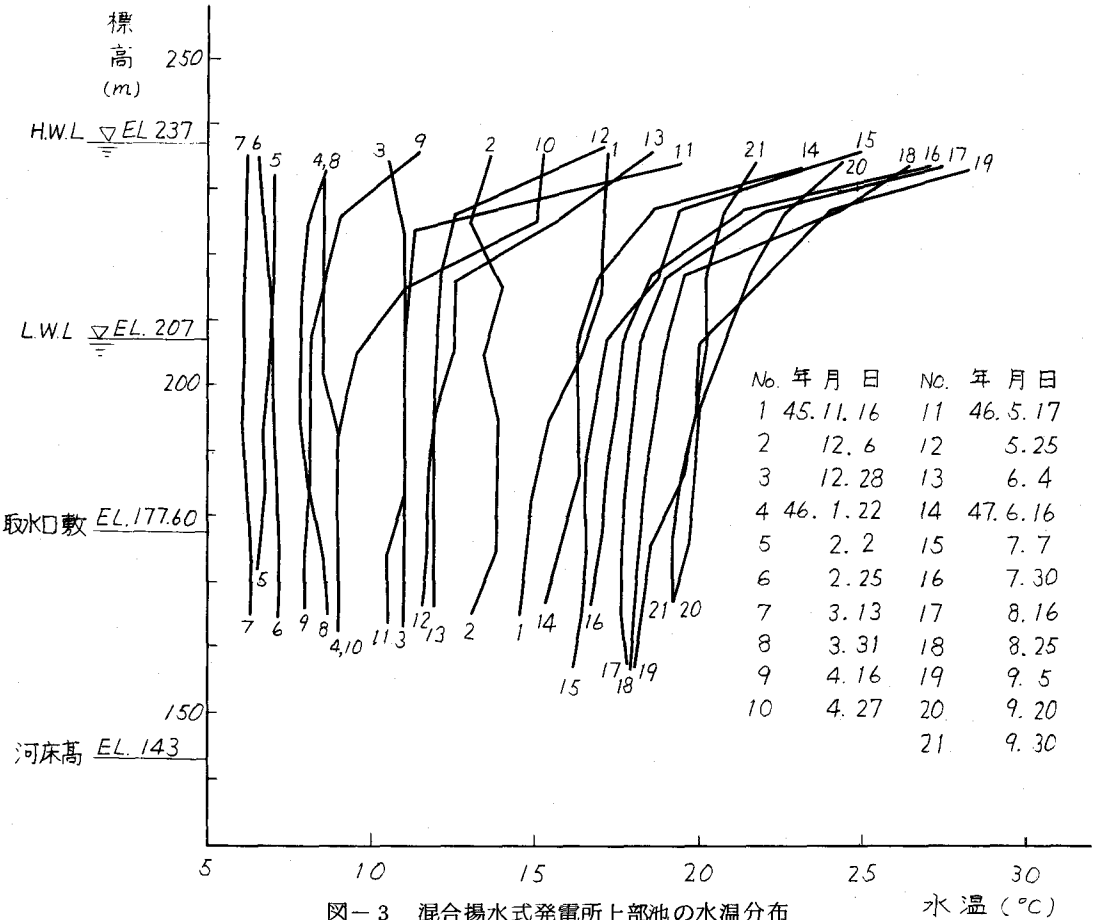


図-3 混合揚水式発電所上部池の水温分布

型に変化してしまう例が観測されている。

以上は自然条件のもとに形成される水温分布であるが、人為的な貯水池運用によって特異な流動形態の見られる場合がある。図-3は大規模混合揚水式発電所上部池の水温分布である。この場合、自然河川流量のみで考えれば $\alpha < 10$ であり、通常の貯水池であれば安定した成層型になるはずである。しかし、貯水池の中間標高に設けられている取水口からの大量な取水、放水の繰返しによって池水が強く混合され、取放水の影響の及ぶ範囲の水温分布は鉛直方向にほとんど様になり、かつ深層水温の年変化が著しい。一方、取放水による混合の及ばない表層付近には安定した水温成層が形成されている。

2・2 貯水池の流動形態と水質

貯留による水質変化は池水が長期に滞留する成層型の貯水池で生じやすい。図-1の水温分布図に示すように、受熱期の初期、すなわち冷却期の末期に当る早春では対流混合のために貯水池は上下一様の水温分布であり、密度勾配が存在しないために、流入、流出による流れは貯水池全層に及んでいる。春になり、日射、気温が上昇すると貯水池は表層から昇温し、また流入水温も貯水池初期水温よりも上昇するため、流入水は密度流として表層付近に流入する。このようにして昇温した表層水は密度差による重力効果によって深部への沈降がきまたげられて停滞する。したがって、取水口が深部に設けられている場合、取水による流れは上層まで及ばず、深部の冷水のみが取水され、貯水池は次第に上部から昇温した流入水と入替って行く。この間の過程は図-1に明瞭に認められる。この池水の交換によって流入水が取水口標高付近まで達すると、今度は逆に深部の重い冷水は浮上しにくくなり、上層の温水が取水され、深部は停滞する。この結果、取水口標高付近には顕著な水温差を生じ、深層の水温は年間を通してほとんど変化しない。夏季になると表層には主として大気圏からの輻射熱による水温躍層（1次躍層）が、また取水口標高付近には主として熱の移流による水温躍層（2次躍層）が形成され、鉛直方向に安定な密度分布が形成され、水平方向には一様な密度となる。夏季の流入水温は一般に表層水温より低いから、流入部で表層水と拡散、混合しながらも中層部に流入する。一方、取水による流れも鉛直方向の密度勾配のために取水口を中心とする中層の範囲に限られる。このように、成層期における貯水池水は層状の流動部分と停滞部分に区分される。秋期になって、日射、気温ともに低下すると貯水池は表層から次第に冷却される。このための対流混合によって、先づ表層の水温躍層が消滅し、一様な水温分布が表層から形成されていく。この間、流れは密度勾配のない上層全層に及ぶ。上層水温が深層水温にまで冷却されると貯水池全層に及ぶ対流混合、いわゆる大循環を生じ、水温分布および流れの状態は受熱期初期の状態に戻る。

以上が既に良く知られている成層型貯水池の周年的な流動形態であり、これが流入水の水質と呼应して貯留による水質変化と密接に関係するものと考えられている。

水質変化は水温、濁度などの物理的水質、Ph, DO, COD, N, Pなどの化学的水質およびそれに応ずる生態系の変化として動植物性プランクトン、底生、着生生物などの動植物相に見られる。

水温変化は灌漑用水との関連で古くから問題とされたもので、成層型貯水池では流入水温と流出水温に明瞭な位相差の見られることが多い。

微細な粘土鉱物粒子の懸濁による濁水現象は前節に示した α と β の関係でそれぞれ特徴のある形態をとるが、これについては次章で詳しく述べる。

化学的および生物学的水質変化はいわゆる富栄養化現象と関連するものである。池水の滞留に伴い、深部では溶存酸素の欠乏に帰因するけん気性バクテリアの増殖、金属イオンの溶出、異臭ガスの発生、また表層では池水の栄養塩類の含有量と関連してプランクトン、藻類、水草類の増殖、その死滅、沈降

による有機汚染源の蓄積など、貯水池の流動形態と関連する水質変化が予想される。

このように、貯水池の築造による水質変化は河川水の池内での滞留期間に支配されるもので、 α と β の値、流入水の水質および立地条件に応じたさまざまな形態をとるものと考えられる。なお、混合型の貯水池では池水の交換が早いいため、滞留による水質変化は成層型の貯水池ほど問題にはならない。

3. 貯水池の濁水長期化現象

3・1 濁水長期化の要因

濁水長期化現象は洪水時に池内に貯留された濁水が沈澱することなく滞留し、常時の放流によって長期間に下流河川に放流される現象である。濁水の放流期間は貯水池の特性によってさまざまであるが、ダム建設前は数日程度で終わった洪水時の濁水期間が、ダム建設後は数ヶ月に及ぶという事例も観測されている。

濁水長期化現象は前章に述べた貯水池流動形態と密接に関係しており、濁水長期化の要因としては次の2つが支配的と考えられている。

(1) 流入水の貯水池内での滞留機構

(2) 常時および洪水時における河川水の懸濁物質の性状

(1)に関しては流入水の滞留期間の長い成層型貯水池に見られる密度流現象が密接な関係を有する。受

熱期には池内に層状の流れが形成されるが、この流れの流速は一般に微粒懸濁物質の沈降速度をはるかに上廻るものであり、かつ流れの中にはある程度の乱れの存在も観測されている。⁽¹⁾したがって、洪水などによって貯水池に流入し、池内に懸濁された微細な粒子は層状の流れによって沈降が阻害され、洪水規模に応じた濁水長期化現象を呈することになる。

(2)に関しては流入水に含まれる微細懸濁粒子（直径約 20μ 以下）の濃度が問題になる。在来の調査によると濁水の原因になる粘土鉱物の粒径は約数 μ の程度であり、その静水中の沈降速度は約 1 m/day の程度であるが、上述の貯水池流動特性と関連して、数百ppmの濃度で池内に滞留することが認められている。

懸濁物質の性状およびその流水中の含有量は主として流域の地質条件に支配されるものと考えられ、現在までの調査によると濁水現象は構造線の南側に当る外帯、すなわち四十累帯において多く認められている。しかし、その他の地域にも程度の差はあれ濁水現象は生じており、懸濁物質の性状と地質条件の関

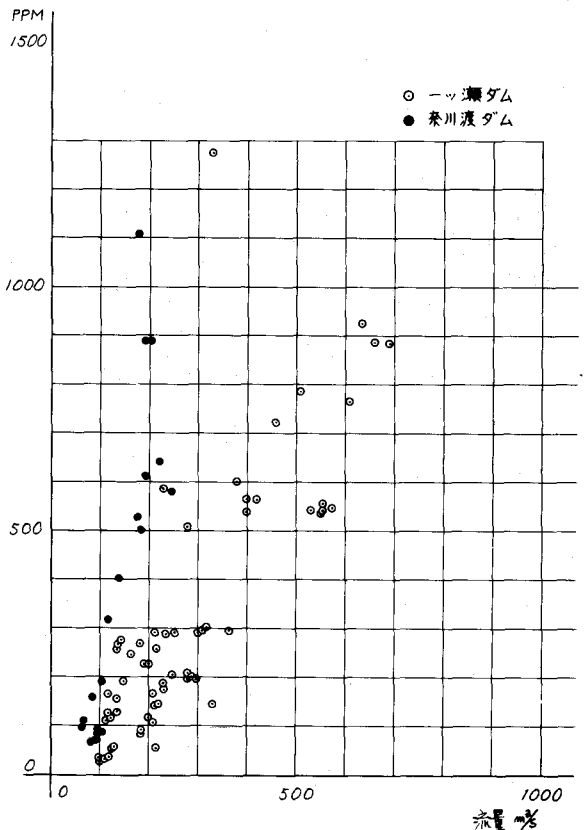


図-4 流入水濁度と流量の関係

連はまだ明確にされていない。濁水現象の予測のためには、流水中の懸濁物質含有量の定量的把握が必要であるが、洪水時観測の困難さもあって未だ十分な資料が得られていない。一例として現在までの観測例を図-4に示すが、流量と濁度の間にはある程度の相関性が認められる。貯水池内懸濁物質の粒度分布の一例を図-5に、その顕微鏡写真を写真-1に示す。懸濁物質は鱗片状をなしており、その組成は石英および雲母系の粘土鉱物である。

3・2 濁水長期化現象の形態

成層型貯水池における濁水長期化現象の典型的な例である一つ瀬貯水池について、洪水規模に応じたその形態を観測結果にもとづいて説明する。一つ瀬貯水池の概要は表-1に示すとおりである。

3・2・1 洪水時流入濁水の挙動

洪水時の河川水の温度は一般に常時の水温よりも1～2℃低く、かつ濁度の増大により密度が増加しているため、貯水池の深部に流入することが多い。水温および濁度と水の密度の関係は懸濁物質の比重を2.65とした場合、図-6のようになり、河川水温10℃～20

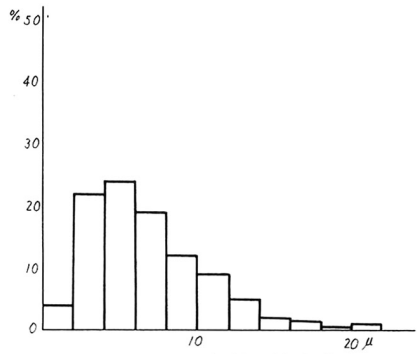
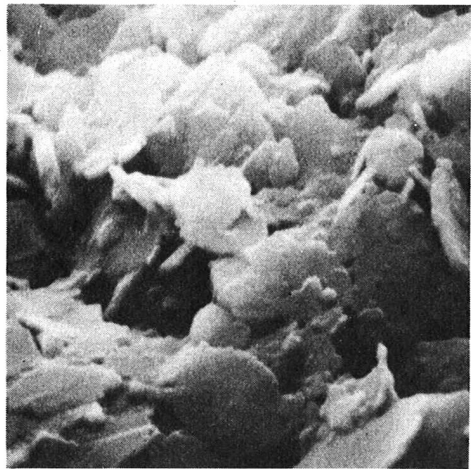
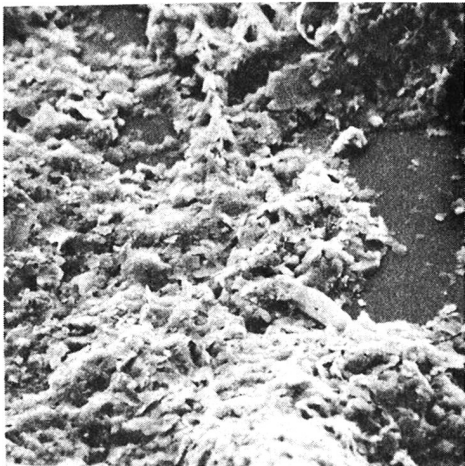


図-5 懸濁物質の粒度分布



倍率×10⁴



倍率×10³

写真-1 貯水池懸濁物質の顕微鏡写真

表-1 一つ瀬貯水池の概要

1. 河川名	一つ瀬川	9. 貯水池長	22km
2. 所在地	宮崎県西都市	10. 流域面積	415 km ²
3. 所有者	九州電力株式会社	11. 設計洪水流量	4,500 m ³ /s
4. ダム型式	アーチ式コンクリートダム	12. 年平均総流入量	1,055 × 10 ⁶ m ³
5. ダム高	130 m	13. 最大使用水量	137 m ³ /s
6. 貯水池総容量	258 × 10 ⁶ m ³	14. 貯水池H.W.L	EL 200.00 m
7. 有効容量	156 × 10 ⁶ m ³	15. 貯水池L.W.L	EL 170.00 m
8. たん水面積	6.86 km ²	16. 取水口標高	EL 153.00 m

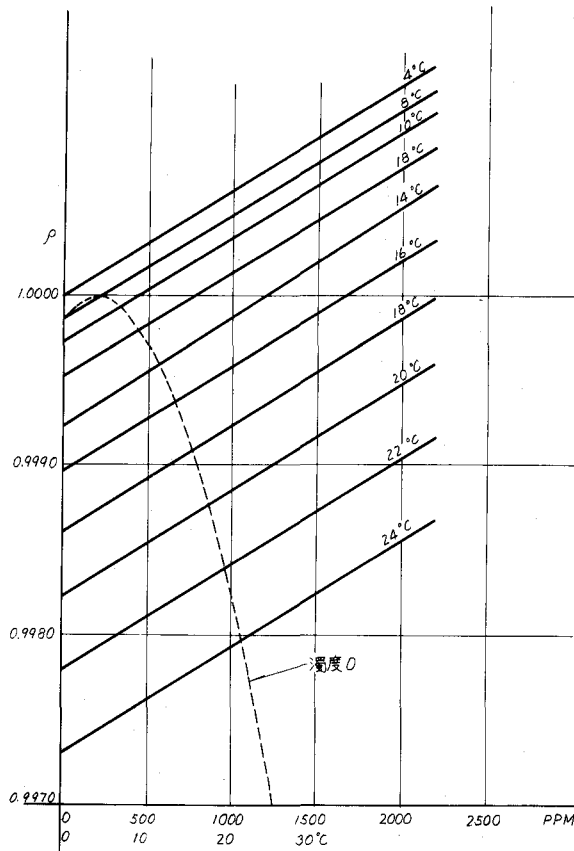


図-6 水温、濁度と密度の関係

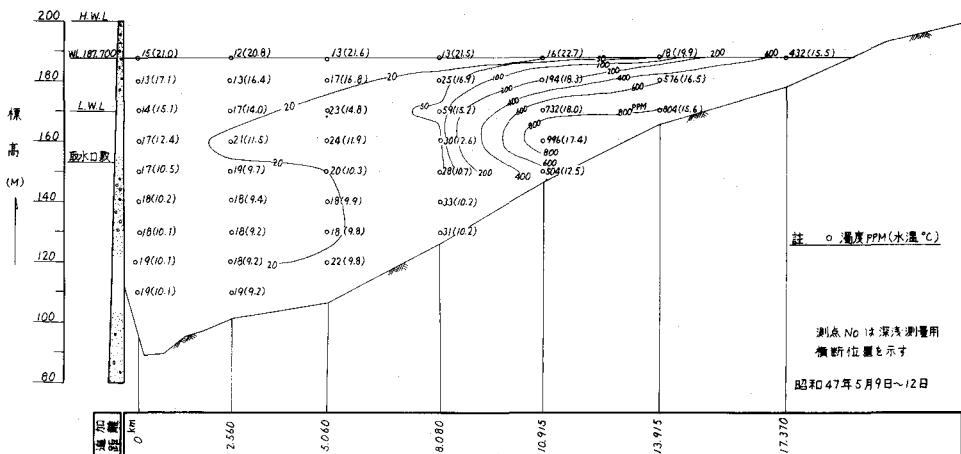


図-7 小規模洪水の流入状態

℃の範囲では濁度約 250 ppm の変化が水温 1℃ による密度変化に相当する。流入濁水は流入部で表層水と混合、連行しながらも、なお密度流として貯水池底に沿って深部に流入し、自身と等密度の層に達すると水平方向に向きをかえ、貯水池内へ層状に流入して行く。実際の観測例として、一つ瀬貯水池における最大洪水流量約 200 m^3/s 程度の小規模洪水時の流入水の挙動を図-7に示す。この時の流入水温は約 15℃、流入濁度の最高値は 2,780 ppm である。これに対して、貯水池内へ密度流的に浸入しているくさび状の濁水塊の最高濁度は 996 ppm、その水温は約 17℃ である。表層水温は約 20℃ であるから、表層水の混入率は約 40% である。流入水の濁度がこの混入率で希釈されるとすると約 2,000 ppm になるが、実際には貯水池内の濁度は 1,000 ppm 程度であり、密度流的に流入する間にかかなりの懸濁物質を沈降させていることを示している。濁水塊の中心の流入する位置は貯水池の水温約 12~13℃ の層である。濁水塊の中心は水温約 17℃、濁度約 1,000 ppm であり、その密度は図-6 から水温約 13℃ の清水に相当し、流入水が密度流的に等密度の層に流入して行くことを示している。

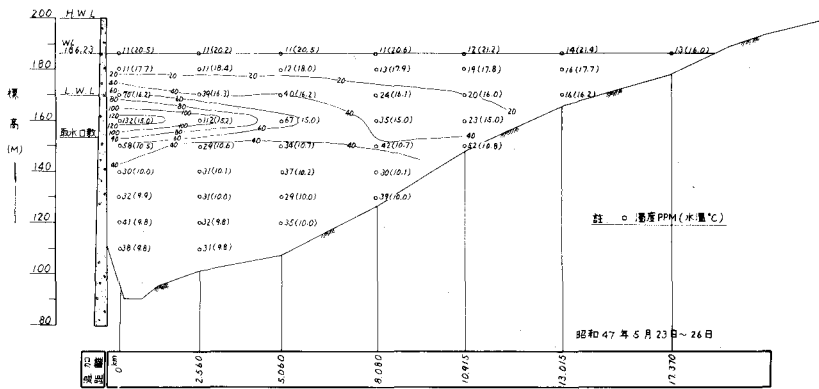


図-8 小規模洪水の流出状態

3・2・2 小規模洪水時の濁水現象

$\beta \ll 1$ のような小規模洪水で、かつ表層の洪水吐を使用せず、貯留と発電放流によって洪水を吸収してしまうような場合には貯水池の水温分布は洪水の影響をほとんど受けず、濁水は流入による流れおよび取水による流れに乗って逐次排出される。図-8は図-7の状態から約2週間後の貯水池内濁度および水温分布であるが、濁水は取水口標高に帯状に滞留している。濁水塊の通過の前後において水温分布の変化は僅かであり、表層には清水が温存されている。二次躍層以下の底層の濁度は 1,000 ppm 近い濁水の流下にかかわらず、ほとんど増加しておらず、濁水は二次躍層上を沈降せずに流下し、排出されたことを示している。この場合の濁水の粒度分布は得られていないが、図-5を参考にして直径 3~5 μ の粒子が主体をなすものと考え、その静水中の沈降速度は 0.70 m/day ~ 1.72 m/day である。これに対して、取水による流動層の平均流速は当該期間の平均取水流量、貯水池密度勾配を用いて、第5章に示す方法で計算すると 1,144 m/day となる。流動層の流速は粒子の沈降速度の 665 ~ 1,634 倍であり、流動層内の乱れ速度を考えると粒子の沈降がほとんど生じ得ないことが解る。また、濁水塊の通過日数は約2週間であり、これは貯水池長と取水層内の平均流速の関係と良く一致している。この場合、自然条件では 2~3 日の河川の濁りが貯水

池の築造によって約2週間に長期化されたことになる。

3・2・3 中規模洪水時の濁水現象

中規模ないし大規模洪水では洪水吐からの放流も加わり、水温分布は著しい変形を受ける。濁水現象の上からの中、大規模洪水の分類は洪水が二次躍層以下に流入するか否かによって定められる。一般に二次躍層の水温差は夏季のもっとも安定した時点において8～10℃程度である。洪水の水温はほぼ二次躍層上部の水温と同程度であるから、洪水が二次躍層下に流入するためには二次躍層面に達した時点で2,000～2,500 ppm以上の濁度を有しなければならない。洪水が二次躍層以下に流入した事例はあまり認められていないが、現在までの観測による大まかな目安として、 $1/2 < \beta < 1$ が中規模洪水、 $\beta > 1$ が大規模洪水の判断の基準になるものと考えられる。

中規模洪水においては洪水は水温と濁度の関係から二次躍層上に流入することが多い。放流は主として表層の洪水吐から行なわれるから、表層の清水が放流され、逐次濁水と入れかわる。この結果、洪水直後においては二次躍層以上の水が全面的に濁水化し、表層の一次躍層は消滅し、二次躍層上の水温分布は様になる。この時点では洪水後の取水による流れは密度分布の様な二次躍層以上の全層に生ずるはずであるが、受熱期の初期と同様に、日射、流入水温の上昇などによって表層の一次躍層が再形成されるにつれ、取水による中間流が形成されて行く。表層水は静止するから微細粒子の沈降が促進され、清水の流入も加わって表層から次第に清水化する。一方、表層から沈降する粒子は中間流の流動層に達すると沈降を阻害され滞留してしまう。流動層の厚さは水温成層の再形成につれて次第にせばまって行くが、最終的には懸濁物質は貯水池内に帯状に滞留し、これが取水によって排出されるまで下流河川の濁水期間は持続する。

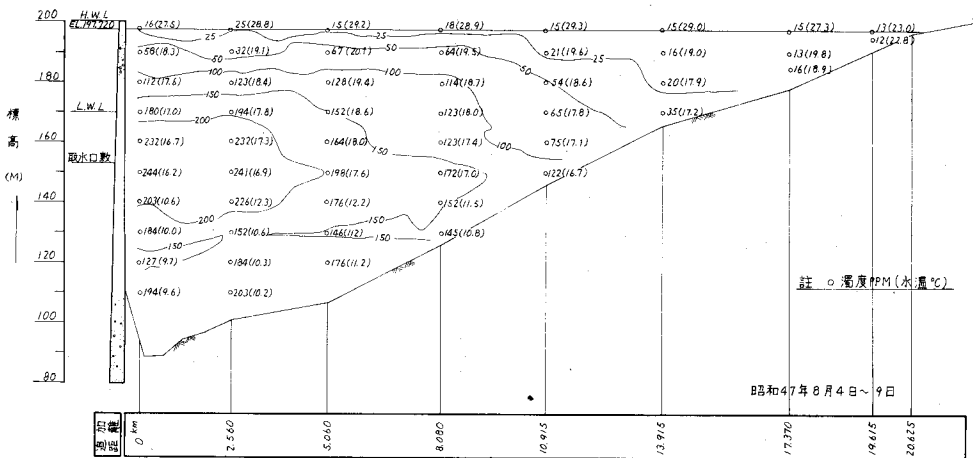


図-9 中規模洪水後の水温、濁度分布

図-9は一つ瀬貯水池における1972年(昭和47年)7月豪雨による洪水(最大流量 $1,500 \text{ m}^3/\text{s}$)後約1週間の時点における貯水池内の水温、濁度分布である。表層の数 m の範囲は既に清水化し、一次躍層の再形成が見られる。濁度は取水口標高で最高値になり、取水層の流れによる微細粒子の懸濁の状況を示している。二次躍層以下の底層でも濁度が増大しているが、水温は洪水前と変化しておらず、水の実質部分の流入、流出は認められていない。底層にはいった懸濁物質は二次躍層の上層に流入した濁水

から二次躍層を通して沈降したものであり、この程度の規模の洪水ではかなり大粒径の粒子が浮遊状態で貯水池内に達し得ることを示している。底層に沈降した懸濁粒子は底層水が静止していることから比較的早期に沈澱するものと考えられる。中規模洪水によるダム下流の濁水期間は、結局二次躍層上の濁水が排出される期間に相当し、一つ瀬貯水池においては2～4ヶ月に及んでいる。

3・2・4 大規模洪水時の濁水現象

大規模洪水時において、二次躍層面に達した洪水の密度が底層の密度を上廻る場合、洪水は二次躍層下部に流入する。このような大洪水は $\beta > 1$ のことが多く、貯水池は全体的に洪水時流入水によって入れ替り、貯水池の水温成層は完全に破壊される。洪水直後において貯水池内の水温分布は一様であり、貯水池は全体的に濁水化する。この場合も洪水後に表層に一次躍層の再形成が行なわれ、かつ懸濁物質の沈降による密度分布の形成により弱い中間流を生ずる。中規模洪水と著しく異なる点は底層水温の大幅な上昇であり、受熱期においては冷却源がないため、上昇した水温は放熱期に至って対流現象で冷却されるまで持続する。これは混合型貯水池の特徴であり、大洪水によるじょう乱によって、貯水池の水温分布が成層型から混合型に移行したことを示している。

図-10は一つ瀬貯水池において竣工後の10年間に一度だけ生じた大規模洪水（最大流量3,600 m^3/s ）による水温成層破壊の前後およびその後の放熱期に至る貯水池水温の冷却過程である。先に示した図-

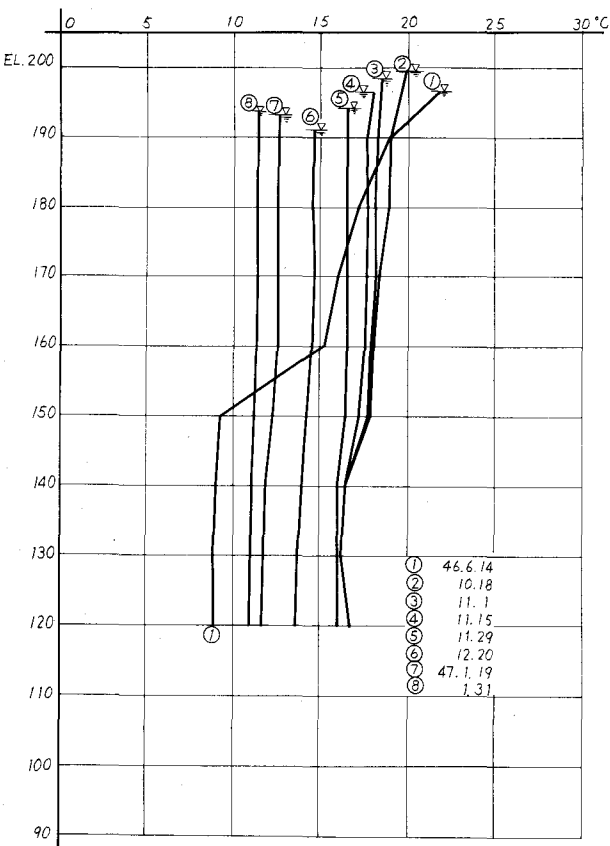


図-10 大規模洪水による水温成層の破壊とその後の冷却過程

1 は平常年における一つ瀬貯水池の水温分布であるが、図-1 と図-10 を比較すると放熱期の冷却過程に著しい相異があることが解る。平常年においては、大循環により底層まで冷却が及ぶのは翌年の1月下旬であるのに対し、底層が昇温した図-10 では、それより2 カ月早い11月下旬に大循環を生じている。一方、図-11 および図-12 はこの大循環前後の貯水池内水温および濁度分布である。図-11 は洪水後約2 カ月の状態であるが、既に放熱期にはいっているため表層の一次躍層は消滅し、移流によって形成された弱い水温勾配が認められる。取水口標高以下には高濁度水の滞留が見られるが、これは洪水後の懸濁物質の沈降および底層水温の上昇によって大洪水後の中小洪水による懸濁物質が容易に底層まで達し得たことによるものと考えられる。底層は上層に較べて多少水温が低いこと、および懸濁物質による密

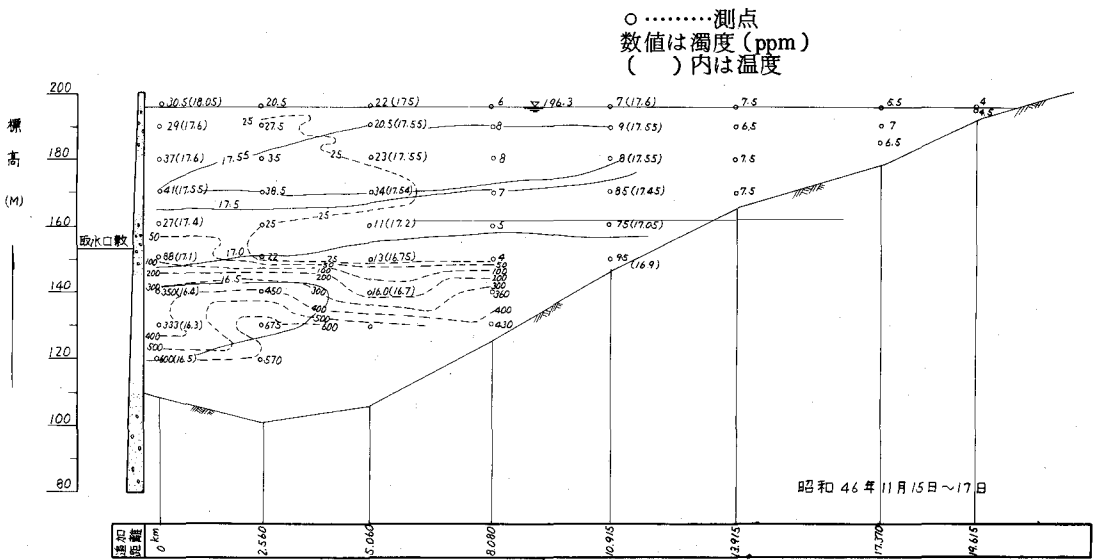


図-11 大規模洪水後の貯水池内水温、濁度分布

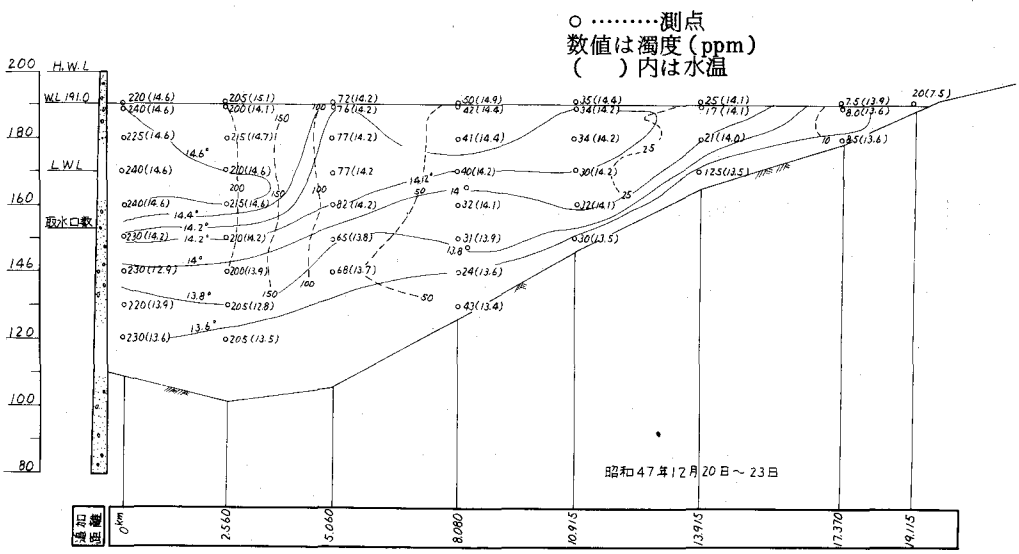


図-12 大循環発生後の貯水池内水温、濁度分布

度増加のために中間流が形成されており、図-11の状態では底層の高濁度水は取水口へは流入せず、静止した状態で懸濁物質は徐々に沈降している。

これに対して、図-12は図-11より約1ヵ月後に大循環が生じた後の状況である。底層水温が高いため、全層に及ぶ冷却が急速に行なわれ、強い対流の生ずることから、未だ沈降しきらない底層の懸濁物質を巻上げ、貯水池上層部の濁度は大幅に増大している。大循環は放熱期間中継続するため、一旦巻上げられた微細な懸濁物質は沈降できず、濁水現象はこれが流入水によって稀釈され、取水口から排出されるまで持続する。一つ瀬貯水池においては、この時の濁水期間は翌春にまで及んでいる。

二次躍層が保持されている状態では対流が底層まで及ぶ時期がおそく、静止状態の底層ではこの間に沈降が促進されるため、大循環による懸濁物質の浮上という事例は認められていない。

4. 濁水現象軽減対策

4・1 水理学的軽減対策

水理学的な濁水現象軽減対策としては、洪水時濁水の貯水池内滞留量をできるだけ減らすこと、すなわち、洪水時濁水の貯水池内早期疎通をはかること、および、貯水池の密度分布特性を利用した選択取水があり、この両者を適切に併用することによって有効な対策を行ないうるものと考えられる。

大規模貯水池においては前章に述べたように、洪水直後もしくは洪水からある期間後に、貯水池水は清水と濁水に層状に分離される。この時期に清水を選択的に取水すれば、下流河川の濁水期間を大幅に短縮することができる。また、濁水が層状に滞留することは、その層に取水による流れのじょう乱が存在するからであり、取水層の切替えによって濁水層が静止すれば懸濁物質の沈降が促進されるという二重の効果を生ずる。

選択取水を効果的に行なうために必要な条件は次の2点である。

- (1) 平常時において安定した水温成層の形成および維持をはかること
- (2) 洪水による水温成層の変形ないしは破壊を極力防止すること

(1)のためには貯水池中間標高および表層に2段の取水口を設け、中間標高の取水口を常時の主取水設備とする。

成層型の貯水池においては、この場合、図-1に示すような2段の躍層を持つ水温分布が形成される。中小規模の洪水はほとんどの場合、2次躍層上に流入する。そして、洪水規模に応じたある期間後に水温成層は洪水流入以前の状態に復元し、表層に清水層が形成され、懸濁物質は中層に滞留する。表層の水温成層が回復して、表層水を選択取水が可能になった時点から取水口を表層に切替える。この結果、中層の流動は停止し、懸濁物質は沈降をはじめ。懸濁物質が2次躍層以下に沈降すれば取水によって流動する恐れはなくなるので、取水口を下段に切替える。表層取水によって流動する表層の厚さは夏季の水温勾配において、取水量を100 m³/s程度とした場合、次章に示す計算方法によって約20 m程度になる。したがって、1～2 m/dayの沈降が期待できる場合は中、大規模洪水後においても2、3週間後に表層取水口への切替えが可能であろう。

表層取水を長期に継続することは大気からの受熱量を排出してしまう結果となり、水温成層の安定度を保つ上で好しくない。表層取水を行なっている期間に新たな洪水の生じた場合には、直ちに下段の取水口に切替えて、できるだけ濁水の排出をはかるべきである。

2次躍層以下に沈降した懸濁物質はさらに沈降を続けるが、大循環による対流が2次躍層以下に及ぶのは洪水期より3ヶ月後位であるから、沈降には十分な時間的余裕があり、懸濁物質の再浮上の恐れは

ないものと考えられる。

(2)のためには、洪水の表層からの放流を極力避けることが望ましい。このためには貯水池中間標高にある程度の規模の洪水放流設備を設けることが有効と考えられる。

貯水池が全面的に混合してしまうような大規模洪水時には対処できないが、中小規模の洪水時には洪水の放流をできるだけ中間標高の放流設備で行ない、表層水を温存することが望ましい。

放流設備は水温成層との関連から、その規模が制約される。それは、洪水放流による流動層厚の増大から、2次躍層の低下ないしは消滅をきたす恐れがあるからである。

放流設備の適正規模についてはなお検討すべき課題を残しているが、成層の維持という点から、ダム
の設計洪水流量に較べればかなり小さな値と考えられる。したがって、理想的には貯水池にサーチャ
ージ容量を持たせ、放流設備の限界を越えるような洪水時にも、できるだけ表層からの放流を避けるよう
にしたい。洪水後、サーチャージ容量を中間標高の放流設備から放流すれば、貯水池内の濁水滞留量を
減少できると同時に、表層に温存された清水層から直ちに清水の選択取水を行なうことができるものと
考えられる。これに対して、洪水時に越流型の洪水吐から表層水を放流してしまう場合には表層に水温
成層が再形成されるまで選択取水の時期をおくらせねばならない。

取水設備の規模は流動層の厚さにあまり大きな影響を与えないことが実験的に確かめられている⁽²⁾。取水口の高さを予想される流動層厚の $1/2 \sim 1/3$ 以下とすれば、その他の要素、すなわち取水口幅、取水流速は流動層の厚さにほとんど影響しない。したがって、取水口幅は取水流速としての常識的な値、 $1 \sim 1.5 \text{ m/s}$ 、にもとづいて定めれば良い。

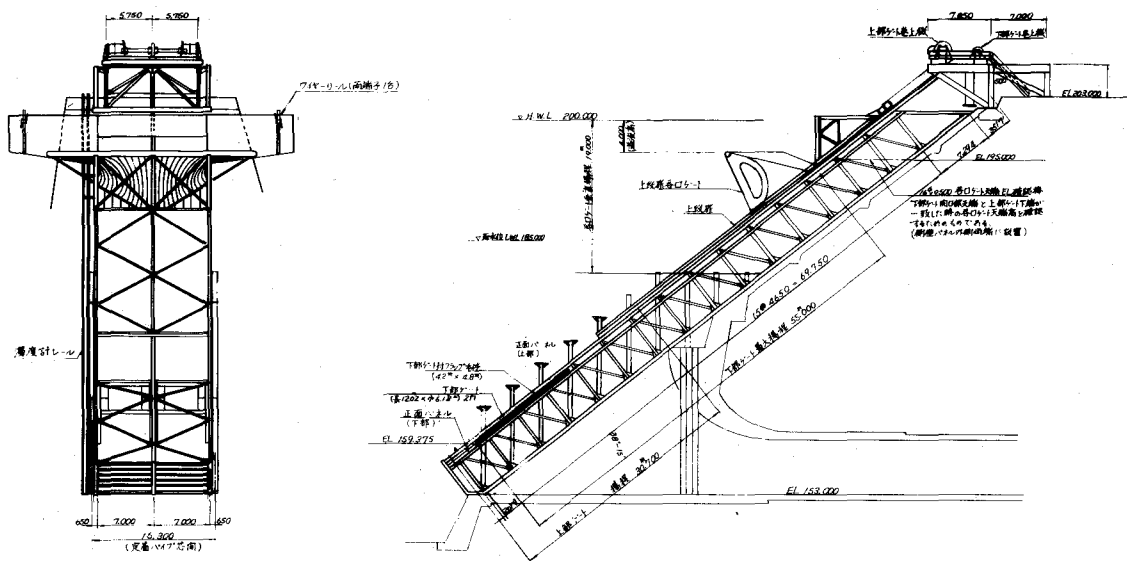


図-13 一つ瀬貯水池選取水設備

選択取水設備の一例として一つ瀬貯水池の取水口を図-13に示す。本取水設備は既設の中層取水口を改造し、昭和49年に完成したものである。

4・2 その他の濁水軽減対策

大規模貯水池の濁水現象軽減対策として選択取水は有効な手段ではあるが決して万能ではない。

洪水によって水温成層が破壊された場合には水温成層が再形成されるまで待たなければならないし、

対流期に懸濁物質が浮上し、池内に一様に混合してしまう場合には効果がない。

洪水後の水温成層の再形成速度は日射、流入水の条件によっても異なるが、一つ瀬貯水池の場合にはほぼ 1 m/day 程度であり、これに伴う粒子の沈降とあわせて、表層取水に必要な 20 m 程度の清水層を得るには $2\sim 3$ 週間を要している。

選択取水設備を主とし、その欠点を補う副次的手段として、下記の対策が考えられるが、それぞれ問題点を有し、現状では未だ具体的な方策とはなり難い。

(1) 薬品処理による凝集沈澱の促進

(2) 濁水の稀釈拡散その他

薬品による凝集沈澱処理は原理的には容易である。

市販の硫酸バンド、ポリ塩化アルミニウムなどの凝集沈澱剤が濁水処理に著るしい効果を示すことは実験室的規模では十分確められている。⁽⁸⁾例えば、取水口から薬剤を注入し、水車で攪拌、混合した後下流の逆調整池に沈澱させることも可能と考えられる。薬品量は約 5 ppm で良いから、日使用水量 100 万 m^3 として、一日の薬品量は 5 t 、 t 当り 2 万円 として 10 万円 になり、年間 100 日の濁水期間を考えると、年間約 $1,000\text{ 万円}$ の薬品代となる。

薬品処理の最大の問題点は沈澱物の処分をはじめ、薬品添加による二次的影響である。一般に、アルミ系の沈澱剤による沈澱物は白色の粘性の強い物質であり、その処分自体が困難な上、仮りに洪水などにより沈澱物が下流に放流されると別の汚染の原因になりかねない。

沈澱物が固体化する薬品として珪藻土を用いた沈降促進剤などが研究されているが、既存の薬品に較べて大量に要する欠点がある。

現状では薬品処理は多くの問題点を残すが、選択取放水設備がその効果を発揮できないような例外的な大洪水の場合、これは一つ瀬貯水池において過去 10 年間に一回生じているが、などの異常時の対策として今後共研究を進める必要があるものと考えられる。

稀釈、拡散は池内の清水を利用して行なうもの、他流域から清水を導流して行なうものなどが考えられるが、現実的にはそれ程大量の清水の供給は期待できないことが多い。

5. 貯水池流動形態のシミュレーション解析

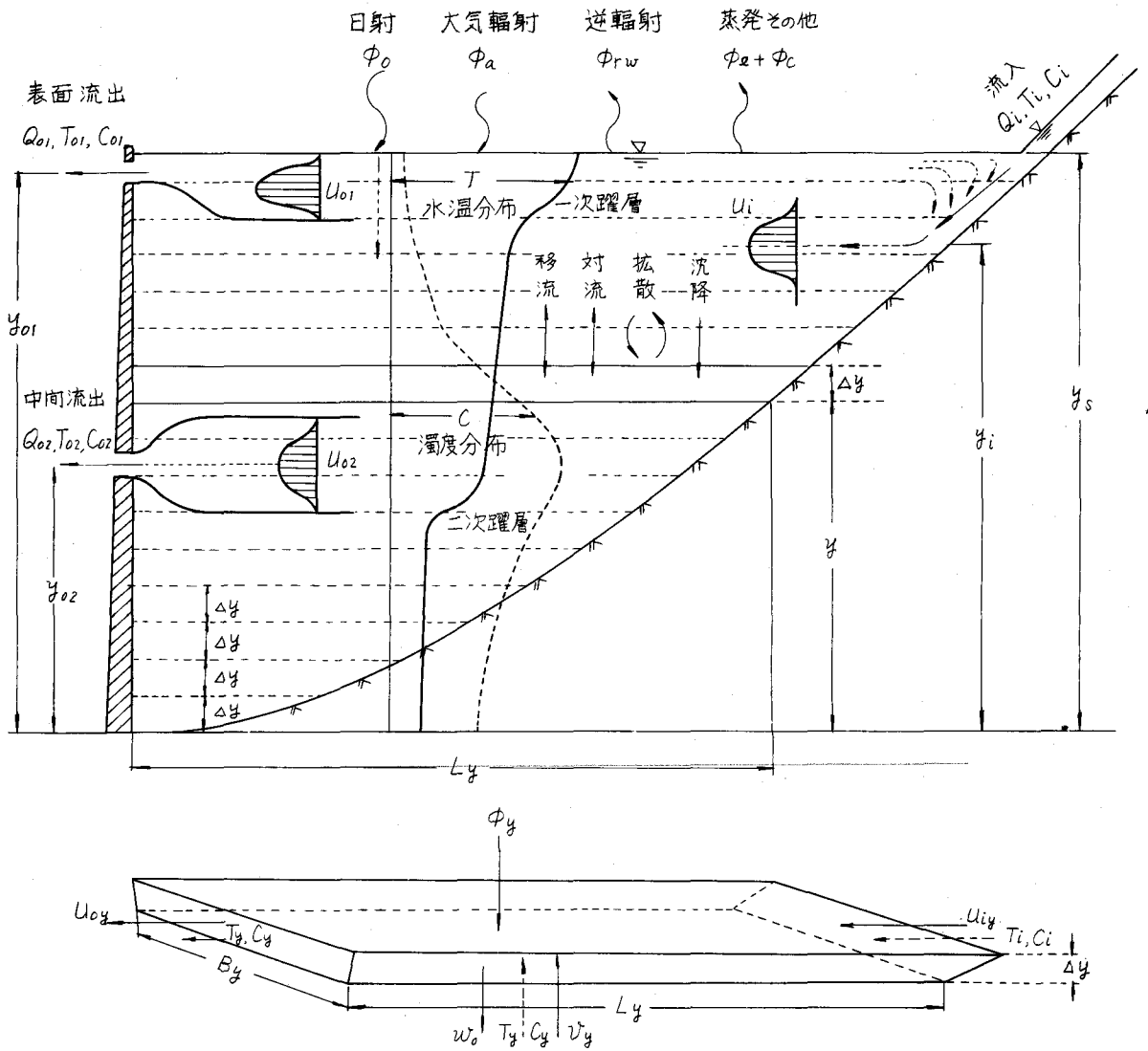
5・1 貯水池流動形態の数値モデル

これまで、貯水池の水温分布形成過程、濁水現象長期化の機構およびその軽減対策に関し、実測結果にもとづいて解説してきた。本章ではこれらの知見にもとづき貯水池水質変化の予測および水質保全対策の効果の評価のための貯水池流動形態の数値解析手法を示す。なお、本解析手法は米国MITで開発された水温予測手法⁽⁴⁾を基礎とし、これに電力中央研究所における著者らの実験結果および濃度収支解析⁽⁵⁾を加えたものである。

さて、成層型貯水池の水温分布は年間を通して水平方向にほぼ一様であり、鉛直方向にのみ変化する。懸濁物質の濃度分布も、中、大規模洪水によって池水の大半が入れかわり、洪水後の流入、流出水による稀釈、拡散ならびに沈降によって清水化して行く過程では水平方向にほぼ一様とみなし得る。

現象が水平方向にほぼ一様であるから鉛直一次元モデルとし、図-14のような貯水池流動形態、および熱・濃度収支モデルを考える。

貯水池を厚さ Δy の水平層に分割し、それぞれの層について、熱および濃度保存方程式を適用する。標高 y の位置の水平層の平面積を A_y とすると、これを貯水池長 L_y を用いて平均幅 B_y 、長さ L_y の長方形



- ϕ_y : 標高 y に達する輻射熱
 B_y : " における貯水池平均幅
 L_y : " における貯水池長
 T_y : " における水温
 C_y : " における濃度
 v_y : " における鉛直方向移流流速
 U_{oy} : " における水平方向流出流速
 U_{iy} : " における水平方向流入流速
 w_o : 懸濁粒子の沉降速度

図-14 貯水池流動形態，熱濃度収支モデル

$Ay = Ly \times By$ に置きかえる。すなわち、貯水池を各標高の平均幅を有する長方形の水平層の積重ねで示す。

大気圏からの熱の供給は日射 ϕ_0 および大気輻射 ϕ_a である。一方、大気圏への熱の流出は逆輻射 ϕ 、蒸発 ϕ_e 、熱伝達 ϕ_c である。このうち、短波放射 ϕ_0 は貯水池の比較的深部に到達するが、他の熱交換は表層付近のみで行なわれる。この他、地熱、地下水などによる熱収支が考えられるが、その貯水池水温に対する影響は一般に微弱とされている。

流入水は流量 Q_i 、水温 T_i 、濃度 C_i であるが、流入部で表層水を混合、連行し、 Q'_i, T'_i, C'_i となって貯水池内に流入する。 T_i は一般に表面水温より低いから、混合後の流れは密度流として貯水池底に沿って流入し、自身と等密度の層に達した後、水平方向に流入する。流入水の鉛直方向の流入厚さは貯水池鉛直方向密度分布によって規制され、くさび状に流入する流れの流速分布はガウス分布で近似され、かつ貯水池幅の方向には一様とする。

流出水は越流型洪水吐、表層取水口などからの流出に相当する Q_{o1} 、放流管、中層取水口などからの流出に相当する Q_{o2} である。 Q_{o1} 、 Q_{o2} による貯水池内の鉛直方向の流動層厚は同じく密度分布により規制され、また流速分布はガウス分布で近似され、かつ貯水池幅方向には一様とする。流出水温、濃度、 $T_{o1}, T_{o2}, C_{o1}, C_{o2}$ はそれぞれ貯水池内の水温、濃度分布と流出による流れの流速分布の関係によって定まる。

一方、貯水池内には流入、流出による流れによって鉛直方向の移流流速が生ずる。移流流速は貯水池の各標高につき連続の条件から定められる。また、貯水池内の密度分布が冷却その他によって鉛直方向に不安定になると対流による流れが生ずる。さらに貯水池内には流れとの関連のもとに分子拡散、渦動拡散が存在する。また、懸濁粒子は個有の沈降速度で沈降する。

以上のような外圏との熱・濃度収支、貯水池内の流動によって成層型の貯水池には特有の水温、濃度分布が形成されるのであるが、現象を規定する熱保存、濃度保存方程式および連続式は鉛直一次元の仮定にもとづき標高 y の水平層に関し、次のように与えられる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_y}{\partial t} = & \frac{(\alpha+D)}{A_y} \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial T_y}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho c A_y} \frac{\partial}{\partial y} (A_y \phi_y) - \frac{1}{A_y} \frac{\partial}{\partial y} (v_y A_y T_y) \\ & + \frac{1}{A_y} (u_{iy} B_y T'_i - u_{oy} B_y T_y) \dots\dots\dots (1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_y}{\partial t} = & \frac{(\alpha+D)}{A_y} \frac{\partial}{\partial y} \left(A_y \frac{\partial C_y}{\partial y} \right) - \frac{1}{A_y} \frac{\partial}{\partial y} (v_y A_y C_y) + \frac{1}{A_y} (u_{iy} B_y C'_i - u_{oy} B_y C_y) \\ & + \frac{1}{A_y} \frac{\partial}{\partial y} (w_0 A_y C_y) \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial Q_{vy}}{\partial y} = q_{iy} - q_{oy} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 T_y : 標高 y の水温

C_y : 標高 y の濃度

u_{iy} : 標高 y の流入水の水平方向流速

u_{oy} : 標高 y の流出水の水平方向流速

v_y : 標高 y の鉛直方向流速

w_0 : 懸濁粒子の沈降速度

T_i' : 標高 y の流入水温

C_i' : 標高 y の流入水濃度

A_y : 標高 y の貯水池平面積

B_y : 標高 y の貯水池平均幅

ϕ_y : 標高 y に達する輻射熱

α : 分子拡散係数

D : 渦動拡散係数

ρ : 水の密度

c : 水の比熱

t : 時 間

Q_{zy} : 標高 y の鉛直方向の流量

q_{iy} : 標高 y の水平方向の流入量

q_{oy} : 標高 y の水平方向流出量

(1)式の左辺は水温の時間的変化, 右辺第1項は鉛直拡散項, 第2項は輻射熱項, 第3項は鉛直移流項, 第4項は水平移流項である。

(2)式の左辺は濃度の時間的変化, 右辺第1項は鉛直拡散項, 第2項は鉛直移流項, 第3項は水平移流項, 第4項は沈降項である。また, (3)式は連続式である。

(1), (2), (3)式によって支配される貯水池内の流動は, その入力となる水文, 気象条件および貯水池運用方法が複雑であるから, これ等を差分式に置きかえた数値計算により解かざるを得ない。

貯水池内の流れを支配する大きな因子は密度であり, 密度は水温と濃度によって定められる。(1), (2), (3)式の差分計算を同時に進め, T_y , C_y の変化から密度 ρ を求めて流動形態を規定して行くのであるが, 式中の諸要素は次のように与えられる。

(1) 流出による流れ

流出による流れは池内の鉛直方向密度分布によって, その流動範囲が制約され, 流出口の標高によって表層流, 中間流および底層流を形成する。流出水の流速分布および流動層厚は次式で与えられる。

$$u_{oy} = u_{omax} \exp \left\{ - \frac{(y - y_{out})^2}{2 \sigma_o^2} \right\} \dots \dots \dots (4)$$

$$\delta_o = G^{-1/3} \left(\frac{Q_o}{\theta \sqrt{g \varepsilon_o}} \right)^{1/3} \dots \dots \dots (5)$$

$$\sigma_o = \delta_o / 3.93 \dots \dots \dots (6)$$

$$\varepsilon_o = \frac{\rho_o - \rho_y}{\rho_o y} \dots \dots \dots (7)$$

ここに u_{omax} : $y = y_{out}$ の流速

y_{out} : 流出口中心線の標高

σ_o : 流速分布の標準偏差

δ_o : 流出層の鉛直方向厚さ

G : 日野・大西の無次元数, G の値は白砂の実験⁽⁶⁾により次のように与えられている。

表層, 底層流出 $G = 0.324$

中層流出 $G = 0.134$

Q_o : 流出流量

θ : 流出口開口角 (ラジアン), 鉛直, 平板なダム上流面に開口する場合は $\theta = \pi$

g : 重力加速度

ϵ_o : 密度勾配

ρ_o : 流出点の密度

ρ_y : 流出点より鉛直方向に y はなれた点の密度

時刻 t における Q_o, ϵ_o の与えられた場合, (5), (6)式より δ_o, σ_o を求めると

$$u_{o\max} = \frac{Q_o}{\int_{y_{out}-\frac{\delta_o}{2}}^{y_{out}+\frac{\delta_o}{2}} \exp \left\{ -\frac{(y-y_{out})^2}{2\sigma_o^2} \right\} B_y dy} \quad (8)$$

(8)式を(4)式に代入して u_{oy} を求める。 ϵ_o の計算に当り, y の設定が問題であるが, 一応予想される流動範囲を目安とする。後に示す計算例では, 中層取水の場合は y を水面と取水口の標高差の半分に, 表層取水の場合は $y = 15m$ にとっている。

(2) 流入による流れ

流入水の貯水池流入部における表層水との混合およびその後の密度流としての貯水池深部への流入過程については未知の問題が多いが, 当面次のように考える。⁽⁸⁾

流入水は表層水を連行係数 r で連行する。すなわち

$$Q_i' = (1+r) Q_i \quad (9)$$

$$T_i' = \frac{T_i + rT_m}{1+r} \quad (10)$$

$$C_i' = \frac{C_i + rC_m}{1+r} \quad (11)$$

ここに, r : 連行係数 (0.5 ~ 1.0)

Q_i : 流入流量 ('は連行後の値)

T_i : 流入水温 ('は連行後の値)

C_i : 流入濃度 ('は連行後の値)

T_m : 表層付近で連行される水の平均水温

C_m : 表層付近で連行される水の平均濃度

連行は表層から深さ d_m の範囲で行なわれるものとするが, d_m は流入河川の水深程度とする。

混合後の流れは密度流として貯水池底に沿って流下し, 等密度の標高に達して水平方向に層状に流入する。流入層厚および流速分布は主として現地観測⁽⁹⁾の結果から次のように示される。

$$u_{iy} = u_{imax} \exp \left\{ -\frac{(y-y_{in})^2}{2\sigma_i^2} \right\} \quad (12)$$

$$d = \sqrt{\frac{Q_i'}{B_{yin} F_i \sqrt{g \epsilon_i}}} \quad \dots\dots\dots (13)$$

$$\sigma_i = \frac{d}{3.92} \quad \dots\dots\dots (14)$$

$$\epsilon_i = \frac{\rho_{in} - \rho_s}{\rho_{in} (y_s - y_{in})} \quad \dots\dots\dots (15)$$

ここに u_{imax} : 標高 y_{in} の流入流速

y_{in} : 流入水中心線の標高

d : 流入層の鉛直方向厚さ

F_i : 内部フルード数, 流入水は $F_i = 0.25$ となるような形で流入することが観測されている。

B_{yin} : 標高 y_{in} の貯水池幅

σ_i : 流速分布の標準偏差

ϵ_i : 密度勾配

ρ_{in} : 流入水および標高 y_{in} の貯水池水の密度

ρ_s : 表層水の密度

y_s : 水面の標高

時刻 t の Q_i' , ϵ_i の与えられた場合, (13), (14)式より d , σ_i を求めると

$$u_{imax} = \frac{Q_i'}{\int_{y_{in} - \frac{d}{2}}^{y_{in} + \frac{d}{2}} \exp \left\{ -\frac{(y - y_{in})^2}{2 \sigma_i^2} \right\} B_y dy} \quad \dots\dots\dots (16)$$

(16)式を(12)式に代入して u_{iy} を求める。

流入水が標高 y_{in} まで達するに要する時間 t_l が数値計算の時間差分 Δt より大きい場合には熱、濃度収支計算に時間おくれを考慮すべきである。 t_l の計算方法は示されているが、⁽¹⁰⁾ 差分計算の安定上 Δt が変化することから、時間おくれの考慮が非常に煩雑になり、かつ相当大規模な貯水池でもほとんどの場合 $t_l < \Delta t$ のため、後に述べる計算例では時間おくれを考慮していない。

(3) 鉛直方向の流れ

鉛直方向の移流流速 v_y は(3)式を積分して次式で与えられる。

$$v_y = \frac{1}{A_y} \int_{y=y_b}^y (u_{iy} - u_{oy}) B_y dy \quad \dots\dots\dots (17)$$

ここに, y_b : 貯水池底の標高

鉛直方向の移流としてはこの他に対流と拡散がある。

対流に関しては密度差と流れの強さの関係が不明である。この計算では便宜的に、鉛直方向に不安定な密度勾配を生じた場合には不安定な部分を混合させ、安定な密度勾配にすることによって対流を表現するものとした。不安定な密度勾配は表層の冷却によって生ずることが多いが、後に示すように、この方法によって冷却期における躍層の消滅過程を良く表現することができる。

拡散に関しては渦動拡散係数の評価が難しい。貯水池内流速の実測結果から流動層内にはある程度の乱れが観測されている。⁽¹¹⁾ 一方、水温に関して考えれば水温勾配の急な部分、すなわち躍層部分は安定し

ていて乱れは小さい。これに対して乱れの大きい流動層では水温勾配が小さい。したがって、(2)式の拡散項はいずれの場合も小さく、水温分布の計算に関しては渦動拡散係数はあまり重要ではないものと考えられる。

しかし、懸濁物質の濃度分布に関しては流動層内の乱れが微粒子の沈降を阻害するという事例が観測されていることから重要である。現状では観測事例が乏しいため数値計算には仮定的な数値を用いるしかないが、今後とも渦動拡散係数に関する一層の調査研究が必要と考えられる。

(4) 日射による輻射熱

日射による輻射熱 ϕ_s は水面の反射によって ϕ_o となって池内に伝達されるが、このうち半分程度が表面で吸収され、残りが指数関数的に減衰しながら深部に到達する。すなわち、

$$\phi_o = (1 - a_r) \phi_s \dots\dots\dots (18)$$

$$\phi_y = (1 - \beta) \phi_o \exp \left\{ -\eta (y_s + y) \right\} \dots\dots\dots (19)$$

ここに、 a_r ：水面反射率 $\div 0.06$

ϕ_y ：標高 y に到達する輻射熱

β ：水面吸収率 $\div 0.5$

η ：減衰係数

η に関しては水質、濁度などによって貯水池ごとに異なる値を示すものと考えられ実測が必要である。ただ、水中での輻射熱の測定は適当な測定器がないため、現状では水中照度計で代用せざるを得ない。水中照度の実測例を図-15に示す。

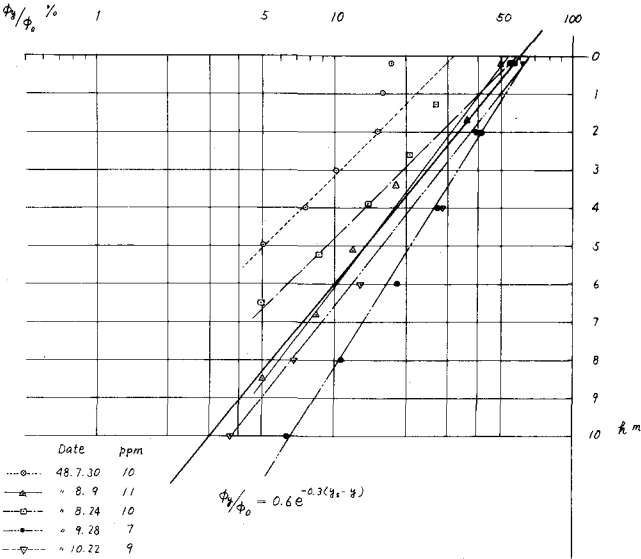


図-15 日射の水中透過率（一つ瀬貯水池）

(5) 水面からの熱損失

大気との熱の授受の影響範囲は日射を除いては表層の極く薄い層に限られる。したがって、大気輻射、逆輻射および蒸発については表層のみについて考慮すれば良い。

水面からの熱損失は次式で与えられる。

$$\phi_L = \phi_e + \phi_c + \phi_{ra} \dots\dots\dots (20)$$

ここに、 ϕ_L : 貯水池表面からの熱損失

ϕ_e : 蒸発による熱損失

ϕ_c : 伝導による熱損失

$\phi_{ra} = \phi_{rw} - \phi_a$: 有効逆輻射

ϕ_a : 大気輻射

ϕ_{rw} : 逆 輻 射

各熱損失には実験、実測にもとづく種々の公式が提案されているが、ここでは次の諸式を使用する。⁽¹²⁾

Rohwer の式

$$\phi_e + \phi_c = (0.000308 + 0.000185 W) \rho (e_s - \Psi e_a) \times \left\{ L_v + c T_s + \frac{269.1(T_s - T_a)}{(e_s - \Psi e_a)} \right\} \dots\dots\dots (21)$$

ここに、 $\phi_e + \phi_c$ の単位 : kcal/m²・day

W : 風速 (水面上15 cm), m/sec

e_s : 表面水温に相当する飽和蒸気圧, mmHg

e_a : 気温に相当する飽和蒸気圧, mmHg

Ψ : 相対湿度

L_v : 蒸発の潜熱, kcal/kg

c : 比熱, kcal/kg・°C

T_s : 表面水温, °C

T_a : 気温, °C

Swinbank の式

$$\phi_{ra} = 0.97 k \left\{ T_W^4 - 0.937 \times 10^{-5} T_A^6 (1.0 + 0.17 C^2) \right\} \dots\dots\dots (22)$$

ここに、 k : Stefan Boltzman 常数

$$= 1.171 \times 10^{-6} \text{ kcal/m}^2 \cdot \text{day}, ^\circ \text{K}$$

T_W : 表面水温, °K (絶対温度)

T_A : 気温, °K (絶対温度)

C : 雲 量

(6) 貯水池水の密度

貯水池水の密度は水温および濃度により定められる。懸濁物質を比重2.65の粘土鉱物とすると水の密度と水温、濃度との関係は次式で与えられる。

$$\rho_y = \rho_{Ty} + 0.623 \times 10^{-6} C_y \dots\dots\dots (23)$$

ここに、 ρ_{Ty} : 水温 T_y の水の密度, g/cm³

C_y : 濃度, ppm

(7) 流出の水温、濃度

ある時点における流出水の水温、濃度は水温、濃度の鉛直分布から次式で求められる。

$$T_o = \frac{1}{Q_o} \int_{y_{out} - \frac{\delta_o}{2}}^{y_{out} + \frac{\delta_o}{2}} u_{oy} T_y B_y dy \dots\dots\dots (24)$$

$$C_o = \frac{1}{Q_o} \int_{y_{out} - \frac{\delta_o}{2}}^{y_{out} + \frac{\delta_o}{2}} u_{oy} C_y B_y dy \quad \dots\dots\dots (25)$$

5・2 数値計算の方法

数値計算は陽形式 (Explicit) の差分法による。境界条件として界面での熱および濃度保存、初期条件として計算開始時点の水温、濃度分布を与える。

(1), (2)式のような移流、拡散方程式の陽形式数値計算における時間差分 Δt 、距離差分 Δy は計算の安定上の制約から次のように定められる。⁽¹³⁾

$$D \frac{\Delta t}{(\Delta y)^2} \leq \frac{1}{2} \quad \dots\dots\dots (26)$$

$$v_y \frac{\Delta t}{\Delta y} \leq 1 \quad \dots\dots\dots (27)$$

一般に貯水池を50層程度の水平層に分割するのが適当であり、水深 100 m 程度の貯水池では $\Delta y = 2.0$ m 程度となる。 Δy を定めた後は Δt は D 、 v_y によって(26), (27)式を満たすように定められる。 Δt は原則として 1 日が良いが、変化が緩まんな場合には数日毎、また高水時には時間を細分化する必要がある。

表層厚 Δy_{sur} は Δt 時間の流出、流入量の差による水位変化によって変化する。表層厚が薄すぎると表層での熱収支の影響で表面水温が大きく変動する場合がある。 Δy_{sur} は 50 cm 以上あることが望ましく、 $\Delta y = 2.0$ m の場合には、 $\Delta y_{sur} = 0.25 \sim 1.25 \Delta y$ の範囲にあるように考慮する。

初期条件は年間のいかなる時点でも与えることができるが、受熱期初期の一樣水温分布では全層が流動してしまい都合が悪い。このような場合、水深 100 m 程度の貯水池で表層と底層で 1℃ 程度の差の水温勾配を当初から与えておくが良い。

5・3 数値計算例

5・3・1 観測値の実証計算

本計算手法の適合性を前述の一つ瀬貯水池について検討する。昭和47年度について毎日の水文気象条件および貯水池運用条件を与えて数値計算を行った。 $\Delta y = 2.0$ m、 $\Delta t = 1$ 日を原則としたが高水時には(27)式の条件を満たすように Δt を細分した。なお、この計算では濃度を考慮しなかったため渦動拡散係数は重要でなく、拡散項には分子拡散係数 α のみを用いた。計算開始日を 3 月 15 日とし、初期条件として実測結果を参照して、表層水温 10℃、底層水温 9℃ の水温分布を与えた。計算終了日は対流期初期に当る 10 月 31 日とした。また、流入部連行係数 $\tau = 0.5$ 、日射透過率については $\beta = 0.4$ 、 $\eta = 0.3$ とした。

毎日の水温分布計算結果より観測の行なわれている日を選び計算値と実測値を比較したものが図-16 である。水温分布の形成過程および消滅過程にかけて両者は良く一致している。なお、表面水温に多少の差が認められるが、計算値は日間の平均値、実測値は日中の値であり、貯水池表面水温には日間 3℃ ~ 4℃ の変化が認められていることから⁽¹⁴⁾ 妥当なものと考えられる。図-17は流出水温の計算値と実測値の比較であるが、これも同様に良い一致を示しており、また流入水温と流出水温の位相差が明瞭に認められる。この水温分布の計算は前述のように濃度を考慮していない。これは流入水の濁度について十分資料がないこと、濁度は約 250 ppm で水温変化 1℃ の密度変化に相当し、濁度はそれほど密度勾配に影響しないと考えたからである。計算期間において数度の洪水に見まわれているにもかかわらず良好な結

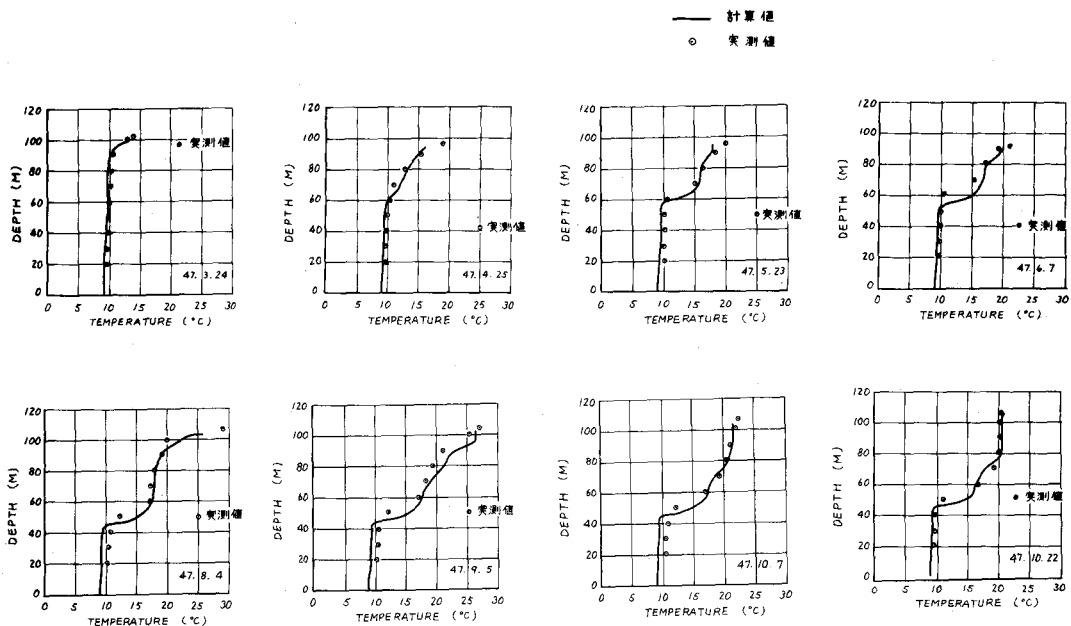


図-16 貯水池水温分布の計算結果

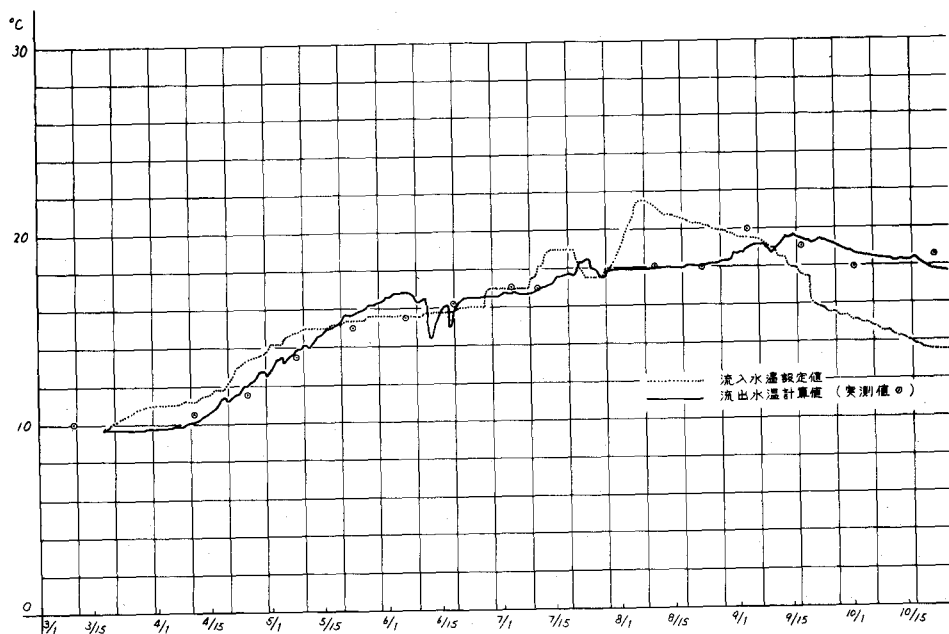


図-17 貯水池流出水の水溫計算結果

果が得られていることから本計算手法の適合性が確められたものと考えられる。

5・3・2 選択取水設備の効果の予測計算

一つ瀬貯水池には濁水現象軽減対策として選択取水設備が設けられている。この効果を定量的に予測し、かつ適正な運用方法を定めるために数値計算を行なった。

一つ瀬貯水池には昭和47年7月20日から28日にかけて最大流量 $1,500 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度の中規模洪水が持続し、洪水により取水口標高の躍層より上部の水が入れかわり、また躍層を通した懸濁粒子の沈降により貯水池は全面的に濁水化した。洪水直後の観測資料がないため、池水の濁度、懸濁粒子の粒度分布が不明であるため、洪水から約10日後の観測資料をもとに仮定的な条件について計算した。

すなわち、洪水後2日目の7月30日を計算開始日とし、実測に基づく水温分布および濁度の初期条件を与え、同年度の入力データを用いて10月31日まで計算し、在来の取水口のみを用いた場合および選択取水による場合の両者について放流水の水温、濁度を比較した。なお、濁度の初期条件としては全層にわたり200ppmとし、懸濁粒子は直径 $2 \sim 3 \mu$ 、沈降速度は $50 \text{ cm}/\text{day}$ と仮定した。懸濁物質の挙動には渦動拡散係数 D が関与すると考えられるため一応20式の安定限界内で $D = 1.728 \text{ m}^2/\text{day}$ とし、取水による流動層内のみにこれを与えた。

計算結果を図-18に示す。図-18(A)は洪水後既設の中層取水口のみを用いて発電放流を行った場合の下流河川の濁度および水温である。この場合、放流水濁度が25ppm以下になるのは9月中旬であり、濁水期間は約1.5ヶ月に及んでおり、実測値とはほぼ対応している。

これに対して図-18(B)は洪水後8月14日まで中層取水口を用い、8月15日以後は表層取水口に切替

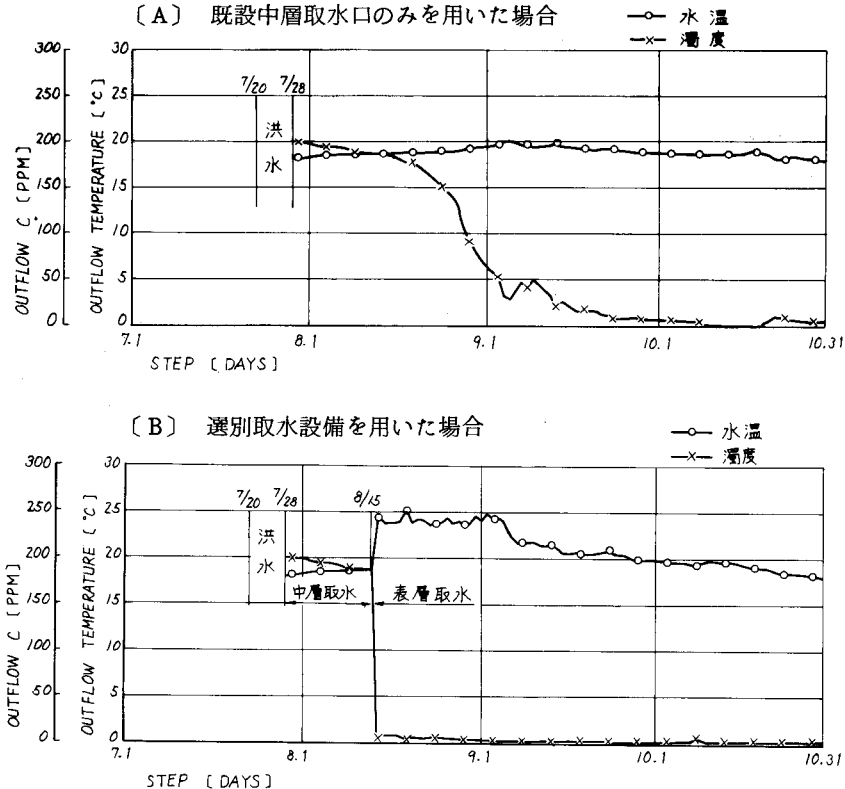


図-18 洪水後放流水の水温、濁度

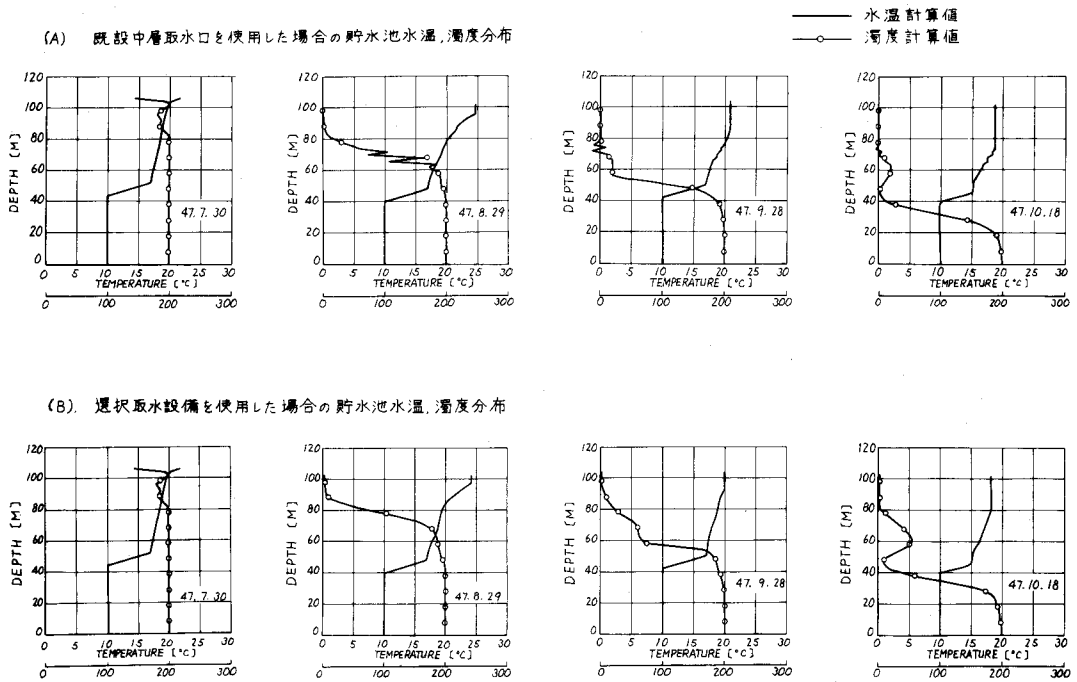


図-19 洪水後の貯水池水温、濁度分布

えた選択取水の場合の放流水の濁度、水温である。取水口の切替えと同時に、放流水の濁度の急減、水温の上昇が生じ、表層取水の効果が明瞭に認められる。

図-19はこの期間の貯水池内水温、濁度分布であり、(A)は既設の取水口を用いた場合、(B)は選択取水の場合である。(B)の場合は放流水の濁度は低下するが、残留濁水量が大きいのはやむをえない。

6 結 語

以上、貯水池への貯留による河川水の水質変化に関し、流動形態と水質の関係を水温と濁度に関して概説し、そのシミュレーション解析手法を示した。

ここに述べた濁水現象および近い将来の問題として積極的に研究を進める必要のある富栄養化現象は、ともに貯水池そのものが汚濁源の生成、供給に直接関与しているわけではない。しかし、貯水池は長期間の河川水の貯留によって水質に影響を及ぼしているわけであり、水域の景観の悪化、上、工、農水および漁業などに支障を与えている。

水質保全対策としては基本的には汚濁物質の流入防止であり、特に産業および生活廃棄物の流入防止には留意しなければならない。自然の濁水の流入防止は広範な治山事業を必要とし、当面早急な対策は期待できまい。現実的には濁水の貯水池内滞留期間をできるだけ短縮することが有効であろう。このためには貯水池内の密度流現象を利用した洪水の早期疎通および選択取水が考えられる。今後築造される大規模な貯水池においては、従来と異なり、水質保全を考慮した洪水放流方法および常時の取水方法が考慮されねばならない。

参 考 文 献

- (1) 白砂孝夫・安芸周一:「貯水池の濁水現象と水理学的軽減対策」発電水力№126, 1973. 9.
- (2) 同上
- (3) 青木敬雄:「貯水池濁水の化学的处理に関する検討」・電研・技二研報告№73509, 昭和48年11月.
- (4) W. C. Huber, et al.: Temperature Prediction in Stratified Reservoir, Jour. ASCE, HY 4, 1972. 4.
- (5) 前出(1)
- (6) 日野幹雄・大西外明:「密度成層流に及ぼす Point Sink の高さの効果」土木学会論文報告集, 第163号, 昭和44年3月.
- (7) 白砂孝夫:「貯水池濁水対策に関する研究・第2報・選択取水法の水理的検討」電研, 技二研報告, №73509.
- (8) P. J. Ryan: Temperature Distribution in Lake and Reservoir, Chapt II, MIT Thermal Session, Engineering Aspects of Heat Disposal from Power Generation, Jun. 26 ~ 30, 1972.
- (9) Elder, R. A., Wunderlich, W. O., : Inflow Density Current in TVA Reservoirs, International Symposium on Stratified Flows, Novosibirsk, 1972.
- (10) 前出の(8)
- (11) 前出の(1)
- (12) P. J. Ryan, et al.: Prediction of the Annual Cycle of Temperature Change in a Stratified Lake or Reservoir: Mathematical Model and User's Manual, MIT Report №137, 1971. 4.
- (13) 同上
- (14) S. F. Albert, et al.: Significant Effects of Density Currents in TVA's integrated reservoir and river system, Proc. IAHR, Minnesota, 1953. 8.