

貯水池の水の挙動に関する研究

THE STUDY ON BEHAVIOR OF RESEVOIR WATER

吉川 秀夫*・山本 晃一**
By Hideo Kikkawa and Kouichi Yamamoto

まえがき

1950 年代のダム築造の急増は、戦後、相続いた大出水に対する治水対策、食料不足による食料増産の声、また電力不足によるものであった。この時期がはなやかな電源開発の時代である。

ところで、このダム築造の増大は、一方で水質問題を発生させた。つまりダム築造によって、河川水の水質に変化をきたし、冷水放流による稲作への害、また長期濁水放流などの問題を顕在化させたのである。これらは河川水を利用する使用者間の利害対立、社会的紛争の原因となった。

このことは同時に貯水池水質の研究をうながし、この時期に貯水池の水理についての研究が発展した。しかし現在においても貯水池水の研究は、現象論的な段階にあり、貯水池水の挙動はよくわからず個々の貯水池での観測資料の解析にとどまっている。

本研究では、最初貯水池水の現象論的論議を行ない、順次ダム築造による水質変化（水温・濁度等）の予想法まで高めていく。

1. 貯水池内の水の流動の年周変化

(1) 緒言

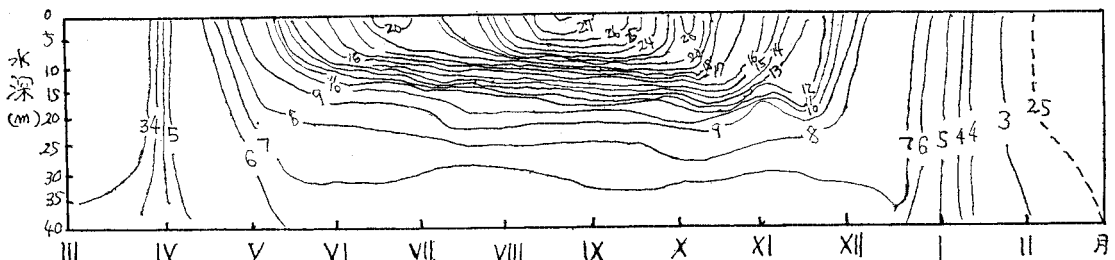
温帯自然湖における湖水の停滞・循環には湖形、気候または地理的条件などによって、それぞれ特有の季節的変化があるが、一般には季節によって次の 4 期に分類することができる。

- ① 冬季完全循環期
- ② 春季成層期
- ③ 夏季完全停滞期
- ④ 秋季半循環期

しかし、人工湖においては、流入流量、放流量が多く、また放流口位置によって貯水池水温分布が激しく変動し、四季変化がはっきりしないこともある。この章では野尻湖、小河内貯水池、その他全国の貯水池の水温、濁度、pH 値などの実測資料を解析することによって貯水池内の水の流動を調べる。

(2) 野尻湖（自然湖）における水温年周変化

野尻湖における水温年周変化は、田中阿歌磨博士の資



図一 野尻湖における等温線周年変化図（大正 12~13 年）田中阿歌磨氏による

* 正会員 工博 東京工業大学教授 土木工学科

** 正会員 工修 建設省土木研究所 赤羽支所

て築造され、これによってできたのが小河内貯水池である。

図-3、図-4 に貯水池、ダム
の概要を示す。

b) 観測結果ならびにその考察

昭和 35 年から 41 年までの
小河内貯水池における水温、濁
度などの観測結果より、貯水池
水の挙動を調べた。ここでは一
般性のある昭和 37 年度につい
て簡単に述べる。なお水道協会
誌 昭和 42 年 1 月・2 月号に小
河内貯水池の水温分布、放流濁
度の報告があり、参考にされる
ことを望む。

昭和 37 年の小河内貯水池の
水の挙動を図-5~14 によって
略述すれば次のようである。

1 月初めの水位 79 m から徐
徐に水位は下がり、6 月初め
には約 40 m までに下がった。
その後ダム放流を制限し、つと
めて貯留したので、降雨により
水位が緩やかな上昇を示し、9
月中旬に 76.42 m まで上昇した。
その後ダム放流を増加させた
ため、水位は徐々に下り 12
月末には 60.24 m まで下が
った。表面水温は例年どおりの
変化を示したが、中央水位水
温（ダム前水深の半分の深さの
位置の水温）は 5 月中旬から
上昇し、水位が上昇している
期間は水温の上昇が緩慢で 10
月中旬最高水温となり、以後
急速に降下している。5 月中
旬の上昇は下段に放流位置を
変えたことにより、温度躍層
（温度勾配が急な層）が下が

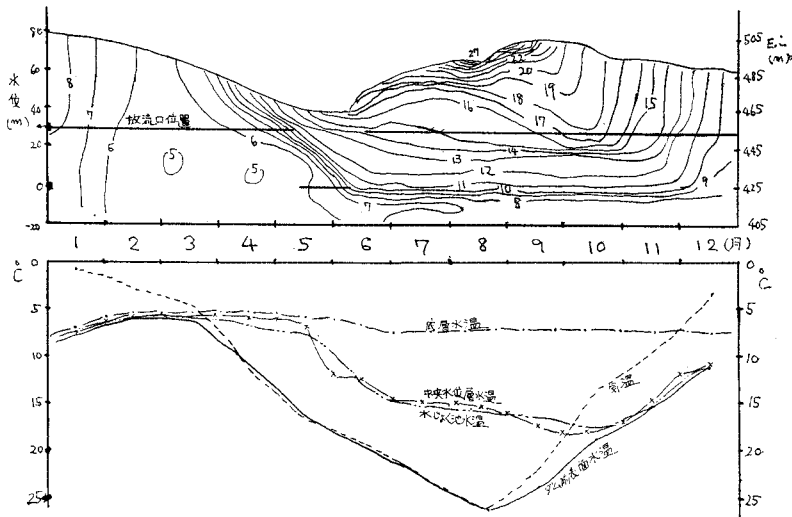


図-5 ダム前定点における水温 (°C) の垂直的年変化—小河内 37 年

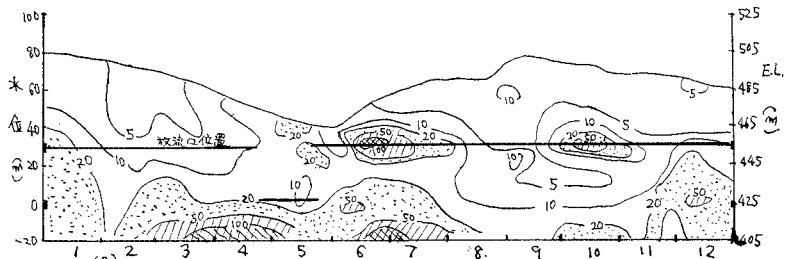


図-6 昭和 37 年ダム前定点における濁度 (p.p.m.) の垂直的年変化

たことによる。この躍層は 12 月初めまで残っていた。6
~7 月の大雨による濁水は放流位置付近に流れこみ、徐
徐に数カ月かかって放流口から引き出された。

冬季には貯水池流入部は結氷し、ここで水温の逆列成
層（上部の方が水温が低い）が観測された。流入河水は
低温なので、貯水池の底層に入ったことが、図-7 から
うかがえる。図-8 は濁度分布を示す。

春季の水温および濁度は図-9 および図-10 に示され

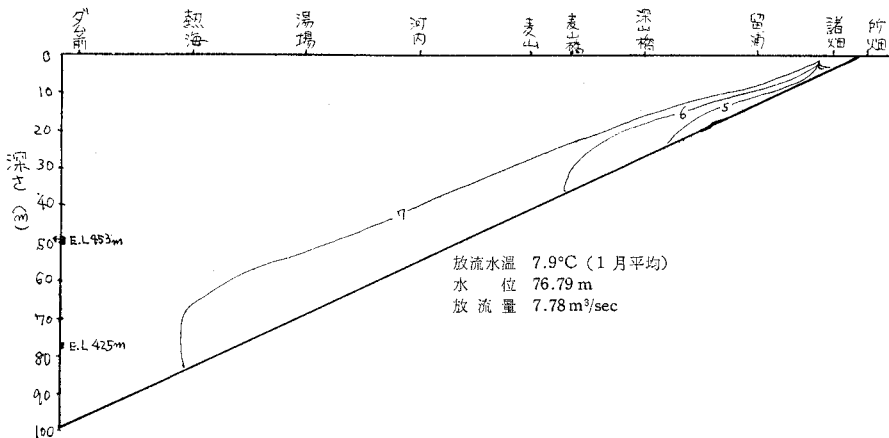


図-7 昭和 37 年 1 月 16 日 冬 温度分布 (°C)

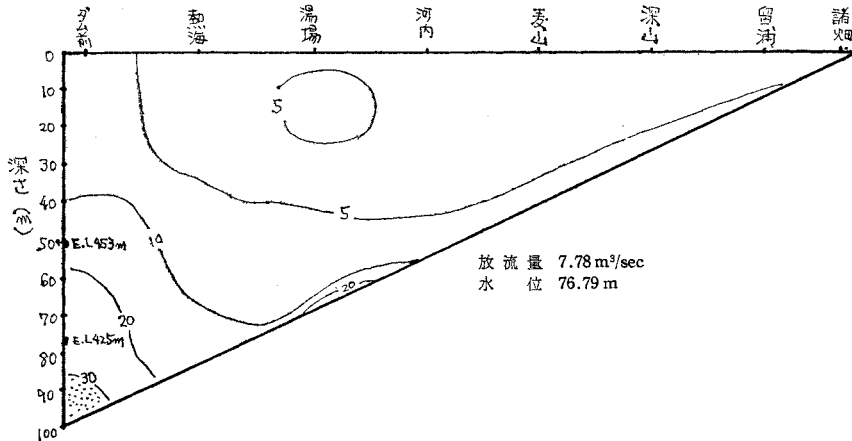


図-8 昭和 37 年 1 月 16 日 冬 濁度分布 (p.p.m.)

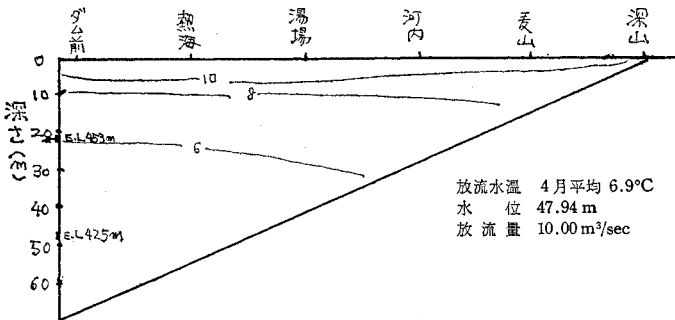


図-9 昭和 37 年 4 月 16 日 春 水温分布 (°C)

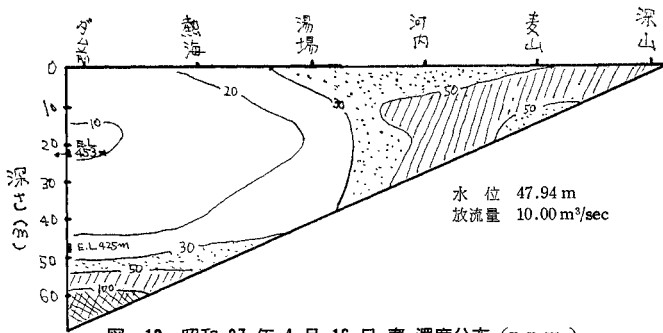


図-10 昭和 37 年 4 月 16 日 春 濁度分布 (p.p.m.)

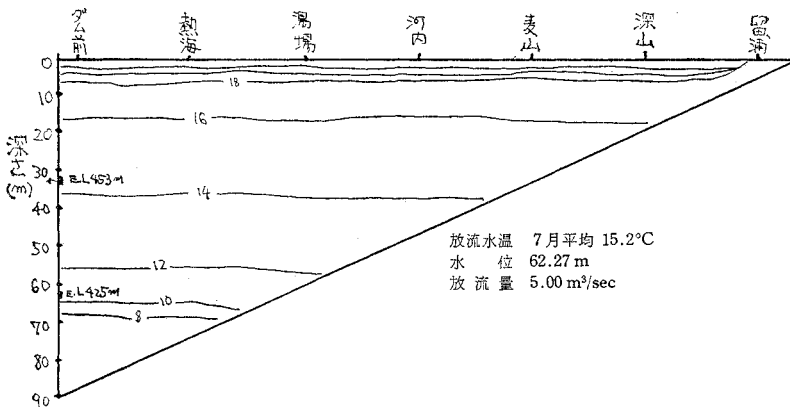


図-11 昭和 37 年 7 月 18 日 夏 温度分布 (°C)

るが、この季節には水位が下がったため流入水は清澄であったが、貯水池に流入する際、すでに堆積している泥土を洗い流すことによって濁った水が入ってきている。表面には温度躍層の形成が始まっている。

夏季には 図-11 より 温度躍層は水深 0~5m, 60~70m の 2 つあることがわかる。上層の躍層は日射の影響によるものであり、下層の躍層は下段の放流位置から貯水池水を放流することによって形成されたものである。6月 12 日に上段に取水管を変更したために新しい躍層が形成されつつある。6月の大雨による流入水は、水温が 15°C 内外であったため主として貯水池の中層に入ったことが 図-6 からわかる。図-12 は濁度分布である。

秋季には上層は池水が循環を始め図-13 および図-14 よりわかるように水深 0~40m までの、水温および濁度は、ほぼ均一になっているが、水深 40~45m, 70~80mの間には、依然躍層温度があって深層部は停滞している。濁度は中層の水温躍層上に最大値があり、ここに放流口が位置していたため、上下に清澄な水があったにもかかわらず濁った水を放流した。

以上 37 年の小河内貯水池の池水の挙動の特徴を述べたが、他の年についても実測資料より検討して次のようにま

とめられる。

- ① 表層水温は、一般湖沼と同じような年周変化をする。
- ② 中層水温は、自然湖沼とかなり異なった変化をする。
- ③ 底層水温は、年間を通じてそれほど変動しない

が、洪水量が多くに多い時は、多少上昇する(図-5を見ると6月の洪水によって底層水温が少し上昇している)。

④ 小河内貯水池における温度分布は次のように分類できる。すなわち、冬季完全循環期 1~2 月、春季成層期 3~5 月、夏季完全停滞期 6~8 月、秋季半循環期 9~12 月である。しかし放流位置の変更、貯水位の変動によって四季変化が判然としないことがある。

⑤ 河水がどの層に流れこむかは、河水の密度と池水の密度分布によって決まり、成層期には河水は、池水の同一密度層(だいたい水温で決まる)に入りこもうとする。

⑥ 池水に、濁水層が発生するのは、洪水の時、水位の低下しつつある時である。

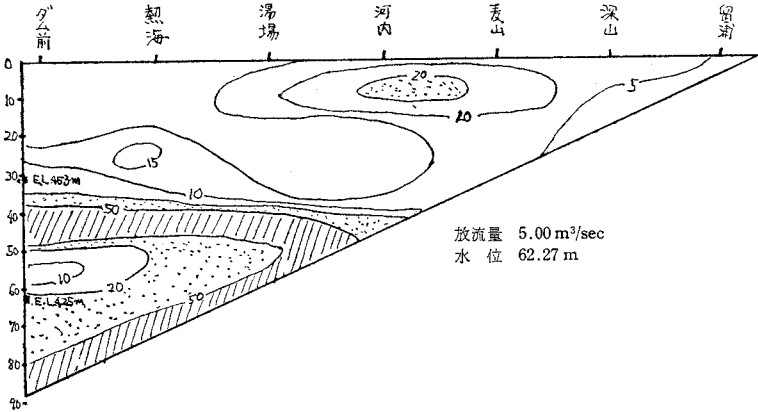


図-12 昭和 37 年 7 月 18 日 夏 濁度分布 (p.p.m.)

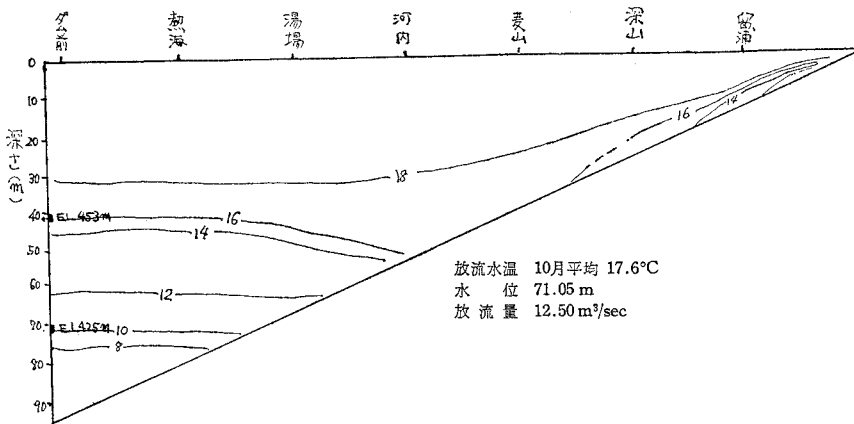


図-13 昭和 37 年 10 月 18 日 秋 水温分布 (°C)

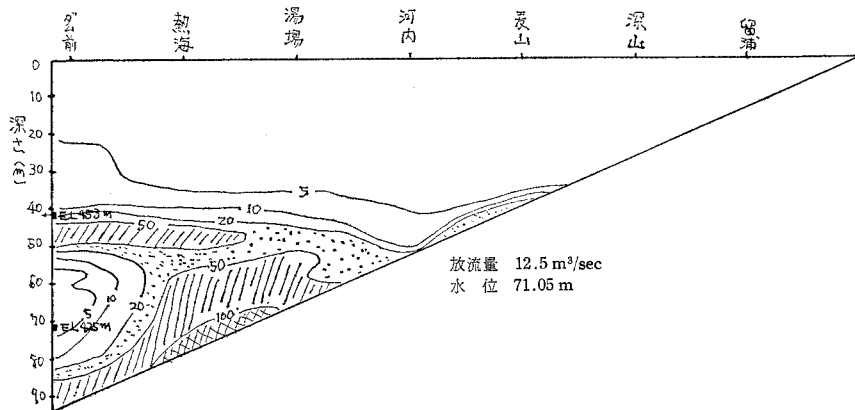
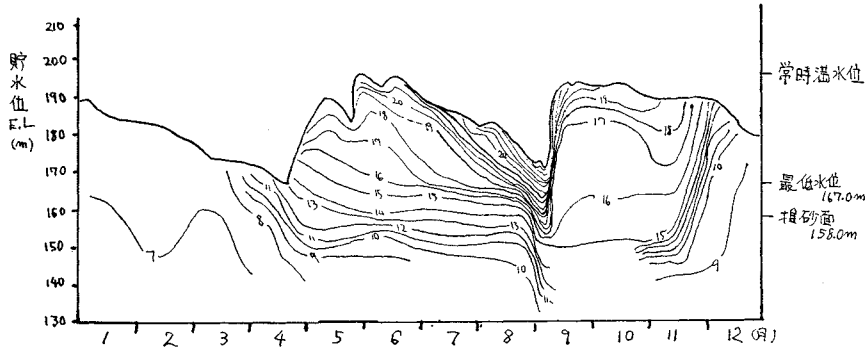
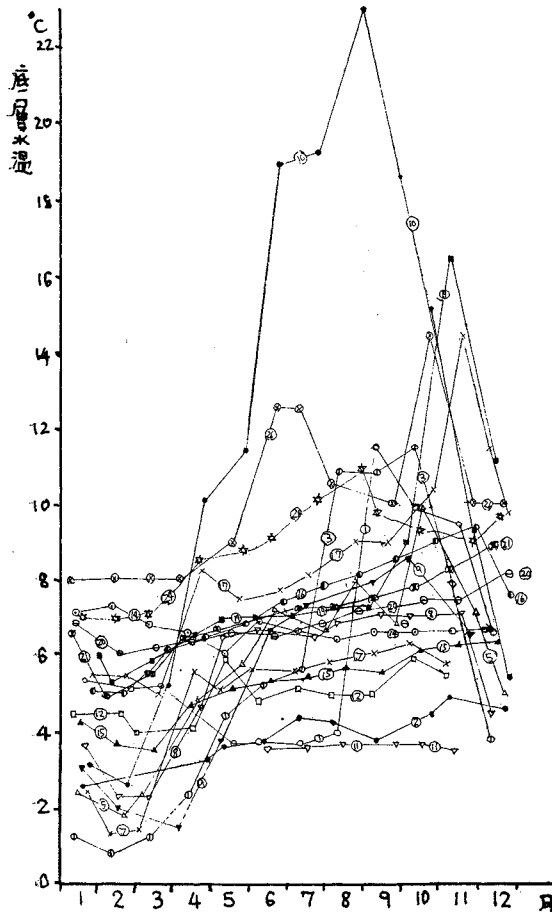


図-14 昭和 37 年 10 月 18 日 秋 濁度分布 (p.p.m.)



河川名	物部川	総流入量	=16.4
ダム面積	295.2 km ²	有効貯水量	
ダム高さ	87.0 m	9月10日流入量	315.18 m ³ /sec
有効貯水量	384 000 m ³	" 14日	236.05 "
有効貯水容量	45.300 × 10 ⁶ m ³	" 15日	349.06 "
有効貯水容量	58.800 × 10 ⁶ m ³	" 16日	284.48 "
有効貯水容量	741.29 × 10 ⁶ m ³	" 17日	400.21 "
有効貯水容量	23.51 m ³ /sec	peak	9月10日10時 954.40 m ³ /sec

図-15 永瀬ダム貯水池



	有効貯水量	総流入量
	有効貯水量	有効貯水量
① 桂沢ダム	81.6 × 10 ⁶ m ³	2.9
② 田瀬ダム	101.1	6.8
③ 石淵ダム	11.96	42.1
⑤ 相俣ダム	20.00	8.3
⑦ 花山ダム	30.00	7.4
⑧ 大倉ダム	25.00	5.8
⑨ 三面ダム	32.94	43.0
⑩ 高柴ダム	8.6	22.2
⑪ 中禅寺ダム	22.8	7.5
⑫ 上市川ダム	3.7	42.1
⑭ 宮川ダム	60.9	7.7
⑮ 引原ダム	18.4	8.23
⑯ 小瀬川ダム	9.9	11.4
⑰ 川上ダム	5.88	6.17
⑱ 鹿野川ダム	29.8	19.3
⑳ 日向神ダム	23.0	7.02
㉑ 萱瀬ダム	2.63	15.9
㉒ 北川ダム	34.7	8.3
㉓ 綾南ダム	33.9	4.4

図-16 ダム貯水池底層水温周年変化図

⑦ 洪水によって運びこまれた濁水は、放流口から、濁水が引き出されるまで、濁度を低下しながらとどまっている。

⑧ 深層温度躍層は、放流口下にできる。

⑨ ダム放流水温は、放流口位置に存在する池水の水温とほとんど等しい。

⑩ 循環層水温は、表層水温とほとんど等しい。

⑪ 循環期には、池水が循環することによって濁りも循環流に乗って上昇する。

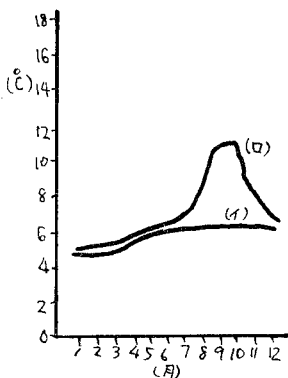
⑫ 洪水水によって温度躍層が2分することがある。流入水の密度が、温度躍層間の密度に等しい時この現象が起こる。

(4) 他貯水池における水温年周変化

この節では他の貯水池水温年周変化図より、ダム貯水池水の動きを考えてみる。26の貯水池²⁾を調べてみた。小河内貯水池で得られたのと同様な現象が現われるが、気象条件(北海道と九州では気温の変化はかなり異なる)、貯水池形状(貯水池容量等)の違いによって、小河内貯水池と、多少異なった現象も見られた。

たとえば、図一15に示すように永瀬ダム貯水池では、9月の洪水によって温度躍層面が破壊されてしまっている。これは、流入水が土砂粒子を多量に含み、水温が底層より高いにもかかわらず、密度が大きく底層に入るためである。小河内貯水池においても大出水後、底層水温が多少上昇するのは、洪水時に高濁度水の底層への進入があるためである(図一6、図一12)。

26の貯水池水温年周変化図より、貯水量が小さくて、比較的流入量の多い貯水池以外は、小河内貯水池で述べたことがほぼ一般的な特徴である。図一16は貯水池底層水温の年周変化図である。この図で底層水温の変動が激しい貯水池は、流入水の影響が大であるといえる。一般に図一17に示すように、①、②の2つの型に分けられる。①は底層水温が、冬季の循環期のほかは、あまり変化しないダム貯水池である。②は洪水時、流入水が底層に進入して(洪水時の高濁度水の一部は、温度躍層を破って底層に入る)底層水温を上昇せしめた例である。底層に流入水が入るからならぬか、温度躍層上下間の水温差、底層水温、流入水が温度躍層面に到着した時の水



図一17

温、濁度に支配される。

2. 温度躍層の発達と原因

(1) 緒言

1. において自然湖は、季節によって4つの水温分布型があることを述べ、また実測資料よりダム貯水池では、流入水、放流水の影響が大で、水温分布型が自然湖とはかなり異なった形になることを述べた。本章ではダム貯水池の水温分布のとき空間的变化が、どんな要因の影響を受けるのか物理的考察をし、諸物理量間の因果関係を明らかにし、その法則性を数式的に表現するように努める。とくに表面温度躍層の発生、発達の原因、ダム貯水池で現われる深層躍層の位置と強さが、いかなる要因によるのか考察していこう。

貯水池水の挙動を厳密に解くには、貯水池内部流体の力学的挙動(運動方程式・流体の連続方程式)と水温の熱拡散現象(熱拡散方程式)とを同時に考慮して境界条件によって解けばよいのであるが、境界条件の複雑さ、情報の不足に加えて、物理定数についての知識不足(熱および動拡散係数等)によって時間的に連続な解析は不可能といつてよい。この章では厳密な解析の困難さゆえに、現象の因果関係に影響する要因の大略的把握から始める。

(2) 温度躍層の成立、発達の基本的要因

a) 貯水池水温形成におよぼす要素

貯水池には、境界を通して出入する熱エネルギーによって温度成層ができるわけであるが、それらのエネルギーは次のように各要素に分解できる。

① 太陽からの輻射エネルギーより水面からの逆輻射を差し引いたもの; q_a (kcal/day)

正味の輻射熱量を R_n (kcal/m²/day) とすると、

$$R_n = I - S \quad I = (1 - \alpha) I_0$$

I : 日照による入射熱量 (kcal/m²/day), α : 平均的な水面反射比, I_0 : 水平面日射量, S : 上方に雲などがある場合の逆輻射量 (kcal/m²/day), ここで、

$$S = S_0 (1 - 0.65 n^2)$$

で S_0 は水面からの逆輻射量, n は雲量。

これより貯水池全体での輻射エネルギー収支 q_a (kcal/day) は、

$$q_a = R_n \cdot A$$

A : 湖表面積 (m²)。

② 水の相変化によるもの; q_b (kcal/day)

経験的・半経験的な公式を示すと、

Rohwer の公式

$E_r = 0.372(1 - 0.00034 p_a)(1 + 0.600 V_w)(e_w - e_a)$
 ここで、 E_r ：湖面蒸発量(mm/day), p_a ：大気圧 (mb),
 e_a ：空気の水蒸気圧 (mb), V_w ：風速 (m/sec), e_w ：
 水温に対する飽和水蒸気圧 (mb)。

ヤコブの式

$$E_r = 0.142 U_z (e_w - e_a)$$

U_z, e_z ：高さ 6 m における平均風速および水蒸気圧
 これによって潜熱による熱移動 q_b (kcal/day) は、

$$q_b = \frac{1}{1000} \cdot E_r \cdot A \cdot \omega_w \cdot l$$

となる。

ω_w ：水の密度 (t/m³)

l ：水の気化潜熱 (0.59 × 10⁶ kcal/t)

③ 空気と表面水との熱伝達； q_c (kcal/day)

$$q_c = h \cdot A (\theta_a - \theta_w)$$

h ：熱伝達係数 (kcal/m²·day°C), θ_a ：空気の温度,
 θ_w ：水面水温

h は平均的には、 5.04×10^{-2} kcal/m²day°C といわれて
 いるが風速、表面波形状などの影響を受ける。

④ 水の流入、放出による熱移動

貯水池流入水によって持ちこまれる熱量 q_e (kcal/day)
 は、

$$q_e = Q_{in} (\theta_{in} - \theta_0) \cdot C_p \cdot \omega_w$$

ここで、 Q_{in} ：流入流量 (m³/day), θ_{in} ：流入水温 °C,
 θ_0 ：基準水温 (0°C), C_p ：水の比熱 (kcal/t)

貯水池から放流によって放出される熱量 q_f (kcal/day)
 は、

$$q_f = Q_{out} (Q_0 - Q_{out}) \cdot C_p \cdot \omega_w$$

ここで、 Q_{out}, θ_{out} は流出流量と流出水水温である。

⑤ 地熱によるもの； q_g (kcal/day)

$$q_g = \int_A h_i (\theta_s - \theta_w) dA$$

h_i ：土と水の熱伝達係数, θ_s, θ_w ：は水と地面との接
 触点近くの地面の温度と水温, A ：接触面積, 普通 q_g
 は小さく考えなくてよい。

⑥ 地下水によるもの； q_h (kcal/day)

$$q_h = C_p \cdot \omega_w \cdot Q_e \cdot (\theta_w - \theta_0)$$

Q_e ：地下水流量 (m³/day), θ_w ：地下水温

⑦ 貯水池水のエネルギー形態の変化によるもの； q_i
 運動エネルギーから熱エネルギーへ移行するエネルギー
 一差である。

b) 貯水池内流体の運動を決定する基本式

上述の諸エネルギーが、貯水池境界面を通して貯水池
 内に温度分布を作っていくわけであり、貯水池内の池水
 の運動は古典力学体系の中で考えていくことができるから、
 運動を決定する次のような方程式を境界条件、初期
 条件で解けば、その運動を決めることができる。

ここで直交座標をとり、 x, y を水平方向、 z を水深方

向にとると運動方程式は、

$$\begin{aligned} & \partial u_i / \partial t + u_j \partial u_i / \partial x_j \\ & = -\frac{1}{\rho} \partial p / \partial x_i + \partial / \partial x_j (A_j \partial u_i / \partial x_j) - \rho g \lambda_i \\ & \dots\dots\dots (1) \end{aligned}$$

連続方程式は

$$\partial (\rho u_j) / \partial x_j = 0 \dots\dots\dots (2)$$

また熱拡散方程式は、

$$\begin{aligned} & \partial \theta / \partial t + u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = \partial / \partial x_j (K_j \partial \theta / \partial x_j) + q / \rho C_w \\ & \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

ここで、 $j=1, 2, 3$ はそれぞれ x, y, z 方向に対応して
 いる。

u_i ：流速成分 $i=1, 2, 3$ は u_x, u_y, u_z を表わして
 いる。 A_j ：渦動粘性係数, K_j ：渦動拡散係数, g ：重
 力加速度, θ ：水温, q ：空間的熱のふきだし量, C_w ：
 水の比熱。

$\lambda_i, i=3$ の時 1 をとり $i \neq 3$ で 0

式 (1), (2), (3) は流れの平均流速、平均水温の方
 程式であり、流れが層流になれば $A_j = \nu$, すなわち動粘
 性係数となる。これらの方程式を境界条件に応じて解け
 ば、問題は解決するが、貯水池水の動きの状態は時空間
 的に非常に異なり、全運動過程を統一的に解釈するのは
 むずかしいため、各部分において支配的要素を取り出し
 て、それらの相互関係を明らかにしていく。

c) 表層温度躍層の形成

自然湖沼では従来の観測により、表面より 10 m 内外
 の場所に強い温度勾配を持ち、これを表層温度躍層と呼
 んでいる。

従来湖沼学においては、表層温度躍層は春になると太
 陽からの日照量の増加、気温の上昇によって、湖沼は表
 面から熱を吸収し、そのため表面付近の水温が上昇し、
 この上に風が吹くと貯水池表層水は乱れ、それに伴って
 熱が下層に伝わっていく。この過程のくり返しによって
 躍層が順次表層から発達して、この 10 m 内外の所に強
 い温度傾度を持つといわれている。表層近くの温度躍層
 を作る原因としては、熱源として輻射の吸収、表面から
 の潜熱、顕熱、熱移動の原因として、水の分子運動的な
 移動と風による乱流熱移動、冷気による対流性の上下熱
 移動が考えられる。ここで水の分子運動的熱移動、つま
 り静水中の温度伝導率は 20°C で 0.0514×10^{-3} m²/hour
 と非常に小さく、静水中では熱の伝導による水温変化の
 影響は非常に小さい。もちろん貯水池の規模においてで
 あり、時間もわれわれが対象としている時間内でのこと
 である。つまり乱れが無い時には、貯水池水の時間的な
 温度変化は、流体の層流的移動だけが原因すると考えて
 よい。ところで夏季において自然湖沼の水温分布は図一
 18 のように、昼間型の ㊸、夜型の ㊹ を持つことが多

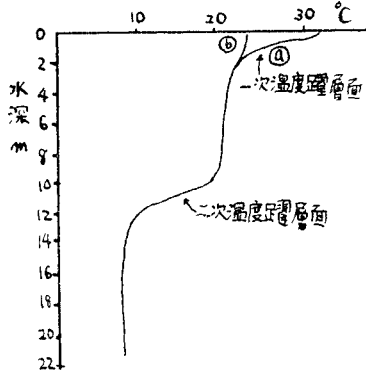


図-18 夏期湖沼における典型的水温分布

い。10 m 内外にできる躍層を2次躍層、表層近く高々2~3 m にできる躍層を1次躍層と名づける。ところで㊸型の分布が表われるのは、風が無い時、微風の時に限る。いま静水を考えて、表面近くで水の移動が無く、 K_j が小さいから式(3)は、

$$\partial\theta/\partial t = q/\rho C_w \dots\dots\dots(4)$$

となる。つまり q を考えればよい。 q は太陽からの輻射エネルギーを考えればよいから、 I_0 を太陽からの放射強度、 r を表面反射率とすると、 dz 進む間に放射強度の変化は、

$$dI_v = -\sigma_s \cdot \rho_w \cdot dz \cdot \sec \beta' \cdot I_v \dots\dots\dots(5)$$

よって、

$$I_v = I_{v0} \exp \left[-\sigma_s \sec \beta' \int_0^z \rho_w dz \right]$$

ここで、

$$I_{v0} = (1-r)I_0$$

また水面の屈折率を n とすると、

$$n = \cos \beta / \cos \beta'$$

よって、

$$I_v = I_{v0} \exp \left[-\sigma_s \cdot n \cdot \sec \beta \cdot \rho_w \cdot z \right] \dots\dots\dots(6)$$

ここで、 σ_s は水の吸収係数、 ρ_w は水の密度、 β は入射角、 β' は屈折角。 z において単位体積、単位時間当り吸収されるエネルギーは、

$$q = dI_v/dz = - (1-r) I_0 \cdot \sigma_s \cdot \rho_w \cdot n \cdot \sec \beta \exp \left[-\sigma_s \cdot \rho_w \cdot n \cdot \sec \beta \cdot z \right]$$

となる。ここで逆輻射エネルギーを無視し、初期条件として $\theta(z, 0)$ が z について一定とすると、

$$\theta(z, t) = \frac{1}{C_p \rho_w} \int_0^T dI_v/dz dt + \theta_0 \dots\dots\dots(7)$$

で求まる。このことは、静水的な表面層温度分布は、昼間無風の㊸型が、近似的に exponential に近いことを示している。新井 正¹³⁾は農業ため池(大林池)において水温分布が $\theta = \theta_s \exp \{-\alpha z\}$ に近似されるとして、風が無い時には α が $7.45 \times 10^{-3} \text{ym}$ となることを得ている。㊹型は夜間、気温の日較差によって、表層水より

気温の方が低くなり、表面水が熱をうばわれ重くなり(位置エネルギーの増加) potential エネルギーを放出し運動エネルギーに変わり、自然対流によって昼間作った表面躍層をくずしてしまうためである。表面水温の日較差は気温の日較差に比較して 1/3 程度といわれている。

次に、2次躍層について考えてみる。従来温度躍層面は徐々に下層に伝わっていくといわれているが、野尻湖における水温分布 図-2 を注意してみると、春先に暖まった表面水は、急速に下層水と混合して 10 m 水深にくと等温線が水平になり、これ以下の湖水とは混合しない。そして徐々に表層温度躍層内の水温を上昇させ、等温線が 10~15 m くらいの所に集中してきて、むしろ夏期の方が温度躍層面までの水深が小さい。一般に風による湖水の混合が波及する程度は、密度の鉛直傾度 ($\partial \rho / \partial z$) により、傾度が小さい時には、短時間、弱風速でもかなりの深さまで混合が起こる。しかし上層水が加熱されると密度の鉛直傾度が強くなり、乱れが起こりにくくなる。つまり密度差のある流体の混合は、位置エネルギーに打ち勝つだけよけいなエネルギーを必要とし、鉛直安定度が増す。このような成層した流体の安定性を表わす無次元数としてリチャードソン数がある。

$$R_i = g(d\rho/dz) / \rho \left(\frac{du}{dz} \right)^2$$

で $R_i < 1$ の時、混合が起きると考えられている。いま $R_i = 1$ の時の速度勾配を C_v ³⁾ とすると、

$$C_v = |du/dz|_c = (g/\rho \cdot d\rho/dz)^{1/2} = (-ga/\rho \cdot d\theta/dz)^{1/2} \dots\dots\dots(8)$$

となる。ここでは $\rho = \rho_a - a\theta$ としている。これから温度傾度が小さい春先などは、容易に上下混合が起こることがわかる。ここで C_v はまた静水状態の微小振幅の角振動数を表わしている。いま中立面からの微小もり上りを η とすると、

$$\partial\eta/\partial t = w$$

ここで式(1)に代入して微小項を無視すると、

$$\partial^2\eta/\partial t^2 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \simeq -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \eta = -C_v^2 \eta \dots\dots\dots(9)$$

式(9)を解くと

$$\eta = \eta_0 e^{-iC_v t} \dots\dots\dots(10)$$

温度躍層面では内部波が発生しやすいが、温度躍層面に衝撃をあたえたような時(取水停止など)の内部波の角振動数を C_v と考えることができる。

ところで、湖面上に風が吹くと、湖表面に波を発生させる。風による湖面のせん断力は、明らかに風速および Fetch に対して従属である。水面上の風速分布は、中立状態の大気では、対数則に乗る。そうすると表面に働くせん断力は、

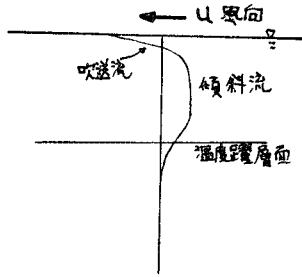
$$\tau_a = \rho_a u_* a^2 = \rho_a \kappa^2 u_* a^2 / \{ \ln(z+z_0)/z_0 \}^2 \dots\dots(11)$$

である。一般には海面摩擦は r^2 を摩擦係数として、

$$\tau_a = \rho_a r^2 u_w^2 \dots\dots\dots(12)$$

で表わす。Munk は u_w として海面上 10 m の風速 (cm/sec) u_{10} をとり $u_{10} < 6.6 \text{ m/sec}$ で $r^2 = 0.8 \times 10^{-3}$ 、 $U_{10} > 6.6 \text{ m/sec}$ 、 $r^2 = 2.6 \times 10^{-3}$ としている⁴⁾。

風によってこのよう
なせん断力が働くと、
表面の水は風によって
引っぱられ吹送流が起
こる。吹送流の方向は
風の方向と一致する
が、貯水池のように形
状の複雑なものは、地
形の影響を受けて必ず
しも一致しない。湖や



図—19 温度躍層内の流れ

湾では吹き寄せられた水は水面を上昇させ、そのため吹送流の下に逆向きの流れを発生させる。これを傾斜流と
いっている。一般には風による水の流れは躍層内で起
こるが、躍層面の位置、強さによって躍層下の流れも生じ
る。これを図示したのが 図—19 である。このことは貯
水池の表層での混合は表面摩擦力 τ_a によって発生する
乱流による混合のみならず、風下の岸における上面水の
下層への進入、風上における下層水の上層への進入によ
っても、水面近くの水の混合が進むことを示している。
この風による水の動きについての研究は、海洋学の上か
らの研究があるが、湖のように Fetch に限界のある場
合には適用できず、むしろ境界層の発達モデルにより
近い。現在わかっていることは、風による表面流速は、
風の 2~4% の速度であること、表面近くの流れ分布が、
風による境界層の発達と考えられるから、十分に乱れて
いる時には対数的分布になることぐらいである。

d) 貯水池における温度躍層

自然湖および湾などの温度分布の観測によると一度表
層にできた温度躍層は、深層に下がらないことが知られ
ている。ところが、貯水池では、貯水池流入水および放
流水の影響(式(3)における $u_i \frac{\partial \theta}{\partial x_j}$ の影響)、すなわ
ち、移流熱効果が水温分布形成に対する支配要因とな
る。いま貯水池水温形成におよぼす要素に対して熱収支
式を作ると、

$$d\theta/dt = q_a - q_b + q_c + q_e + q_f + q_g + q_h + q_i$$

ここで、 θ は貯水池の全熱量で、貯水池の平均温度を θ_m
とすると、

$$\theta = C_p \cdot \rho_w \cdot \theta_m \cdot V$$

であり、 V は貯水量を表わす。ここで、 $q_g \approx 0$ 、 $q_h \approx 0$ 、 $q_i \approx 0$ と考えることができるから、 ΔT 時間後の貯
水池熱量の変化を $\Delta\theta$ とすると、

$$\Delta\theta = \Delta Q_a + \Delta Q_b$$

ここで、

$$\Delta Q_a = (q_e + q_f) \Delta t, \quad \Delta Q_b = (q_a - q_b + q_c) \Delta t$$

で ΔQ_a が流入水、放流水の影響、 ΔQ_b が表面からの
熱移動の影響といえる。古藤田一雄⁵⁾は須田貝貯水池の
 ΔQ_a 、 ΔQ_b の値を計算した。その結果は表—1 ごとくで
あり、流入、放流の効果 ΔQ_a が ΔQ_b に対して、同程
度の効果を貯水池の熱の移動に影響をあたえていること

表—1

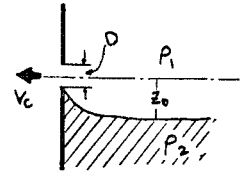
1961年 月 日	5/20 ~6/23	6/24 ~7/17	7/18 ~8/17	単 位
1日当り単位水柱当り	$\Delta\theta$ 53	523	348	ly/day
" ΔQ_a	473	267	237	ly/day
" ΔQ_b	526	792	585	ly/day
$Q = (Q_{in} + Q_{out})/2$	2.98	4.70	1.73	$\times 10^6 \text{ m}^3/\text{day}$
V/Q	19.2	5.0	11.6	(day)

ここで、 Q_{in} : 1日当り流入量 Q_{out} : 1日当り放流量

を示している。このように人工貯水池では ΔQ_a が熱量
の移動に支配要因になることがわかったが、それではな
にゆえに自然湖沼と異なって貯水池では深層温度躍層が
できるのか考えてみる。

それには次のような選択取水についての研究成果がわ
れわれの手だけすけとなる。

A. Craya⁶⁾ は図—20 のよ
うな鉛直な壁があって、密度
が異なる2相の液体がある場
合を考えた。取水速度が増す
と密度境界面が上方に曲がっ
てくる。ちょうど取水口に達
する時の速度を V_c とする。彼は取水口を3次元吸い込
みと考えて限界速度 V_c を、



図—20

$$V_c = C \cdot \sqrt{\epsilon g x_0} \cdot (z_0/D)^2 \dots\dots\dots(13)$$

としている。ここで、

$$C = 3.25, \quad \epsilon = 2(\rho_2 - \rho_1) / (\rho_1 + \rho_2),$$

ρ_1 : 上層の液体の密度、 ρ_2 : 下層の液体の密度である。

いま限界放流量 Q_c とすると、 $V_c = 4 Q_c / \pi D^2$ である
から式(13)に代入して変形すれば、

$$z_0 = K \epsilon^{-1/5} Q_c^{2/5} \dots\dots\dots(14)$$

となる。ここで、

$$K = (4/C \pi)^{2/5} g^{-1/5} = 0.436$$

である。

次に等密度勾配における point sink の流れについて
の大西・日野⁷⁾⁸⁾の研究のうち、中間取水の成果につい
て述べておく。彼らは、水深 d の等密度勾配の軸対称流
れを考え、吸いこみ点の位置を変化させた時の流れの状
態を調べた。式(3)を円筒座標に変換し、粘性と圧縮
性を無視した Navier Stokes の方程式の非線型項を
Purturbation 法によって線型化し、高次の近似解を求
めた。そして取水口上下によみ点が発生する時を中間

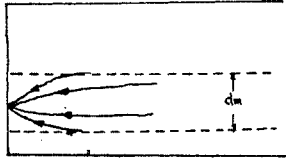


図-21 中間取水

取水の状態とし、その時次のような条件が成りたつとした。

成層パラメーター

$$G_{cr} = Q / (2\pi \sqrt{g\beta} d_m^3) = 0.04$$

(日野・大西の第Ⅱ限界定数)……………(15)

d_m は中間取水中 (図-21)、 Q は $\sin k$ 流量、 $\beta = 1/\rho \cdot d\rho/dz$ である。また point $\sin k$ 位置は、分離層の中間にある。これより中間取水幅 d_m は、

$$d_m^3 = 12.5 Q / \pi \sqrt{g\beta} \dots\dots\dots(16)$$

さて、貯水池では、直立壁の point $\sin k$ と考えられるから式 (16) の Q のかわりに $Q/2$ を入れればよい。いま 10 m で 3°C とすると $\beta \approx 5 \times 10^{-5} 1/m$ で、放流量 $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ とすると、 $d_m = 9.65 \text{ m}$ となる。このように弱い成層状態で d_m がこの程度であること、また取水口に強い温度躍層ができると日野・大西の理論からは d_m がより小さくなること、粘性項のことも考えると、貯水池では実質的に放水口付近の層だけ引きだしていると考えてよい。また放流によっては乱れは発生しにくく乱れによる熱拡散は考えなくてよいようである。

次に、この層の取水 (放水) の実証的な検討をしながら、温度躍層の生成、躍層位置を調べてみる。

図-5 で見るように、春先に表面で暖められた池水が、等温線が右下がりになっていることから、急激に放流口まで下がって行くことがわかる。これは放流によるためである。いまある時刻 t_0 において、ある温度 (流入水温より低い) の等温線位置を H_0 とし、 t_1 におけるその等温線位置を H_1 とする。 t_0 と t_1 との間における放流総量を ΔQ とし、等温線位置の変化が放流だけに起因すると考えれば、 H_1 は $Q - \Delta Q$ の貯留量に対応する位置である。 Q は H_0 以下の貯水量である。この関係を小河内貯水池の実測を用いて計算したものが表-2 である。この3例より春にできた温度躍層の低下が、放流量に支配されることが実証される。ところで、取水口付近まで等温線が達すると、その水を放流によって取りだすために、より暖かい貯水池水が下がってきて等温線が密

になり、貯水池放流口下に安定した温度躍層面を形成し、台風のような大洪水以外にはくずされることがない。この放流口下の躍層位置は放流量に左右されるが、式 (14) はわれわれに一つの解答をあたえる。つまり流量が多ければ、躍層面は下がり、 ϵ が大きくなれば躍層面は取水口に近くなる。例として昭和 36 年小河内貯水池における放流口下の躍層面位置と、式 (14) の計算による位置を比較してみる。躍層面上下の温度は 14°C と 9°C であり $\epsilon = 5.2 \times 10^{-4}$ 、 $Q = 18 \text{ m}^3/\text{sec}$ であるから $z_0 = 6.6 \text{ m}$ となり実際と一致する。

さて、洪水時には温度躍層が分離することが多い。これは洪水水が、この分離層の中に入るために起こる。観測資料によって温度躍層が分離された幅における貯水量と洪水流入水量とを、小河内ダム貯水池で比較してみる。

例；昭和 36 年 6 月 27 日から 30 日にかけて集中豪雨による洪水、雨量 (ダム地点) 289.6 mm で推定流入量 (ダム地点水位より推定) $Q_1 = 43.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ 、洪水は $13^\circ\text{C} \sim 16^\circ\text{C}$ の等温線間に入ったと考えられる。7 月 4 日 13°C の等温線は E.L 447 m、 16°C は E.L 448 m にあたり、それに対応する水温間貯留量 Q_2 は $52.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ で $Q_2/Q_1 = 1.21$ である。

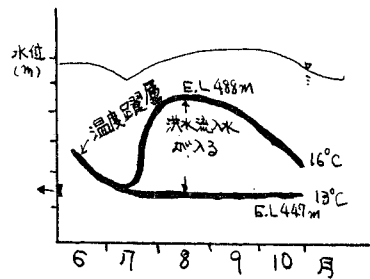


図-22 温度躍層の分離

ほかの 2 つの例においても Q_2/Q_1 は 1.1~1.2 で、これによって Q_1 と Q_2 はほぼ一致する。洪水流入水は同一の貯水池内の密度層に入ろうとし、温度躍層を分離する原因となる。また流入水は貯水池水とそれほど混合しないことがわかる。

e) 温度躍層の解消

このようにしてできた温度躍層は、大洪水以外にくずされることがないが、秋になって外気温が下がり、日射量が減ってくると、貯水池表面から徐々に循環が始まり循環層幅が広がって、ついには温度躍層面 (取水口下の)

表-2 温度躍層の低下

t_0	t_1	温度 T	H_0	Q	ΔQ	$Q - \Delta Q$	H_1	実測の H_1
41. 5. 1	41. 8. 1	9°C	515m	$139.97 \times 10^6 \text{ m}^3$	$108.0 \times 10^6 \text{ m}^3$	$31.97 \times 10^6 \text{ m}^3$	470m	465
35. 5. 1	35. 6. 1	9°C	478	44.24	18.13	26.11	466	469
36. 5. 1	36. 6. 1	8°C	477	42.56	19.94	22.62	464	463

に達し、躍層も徐々に解消されていき、ついには貯水池全体が大循環を始める。循環層内では水温が均一で表面水温とほとんど等しい。図-23は小河内ダム前定点表面水月平均表面水温と月平均気温の関係を示したものである。気温、水温の測定は午前9時に行なわれている。この図より次のようなことがわかる。受熱期の3月から8月にかけて表面水温 θ_w と、大気温 θ_a は $\theta_w = \theta_a$ の関係がある。受熱期には、水温の上昇によって池水は安定性を増し、簡単には乱れず、池表面からの熱移動がはばまれ、表面からの影響範囲はせまくなり、 θ_w と θ_a が容易に平衡状態になることを示している。一方循環期では気温が直線的に低下し

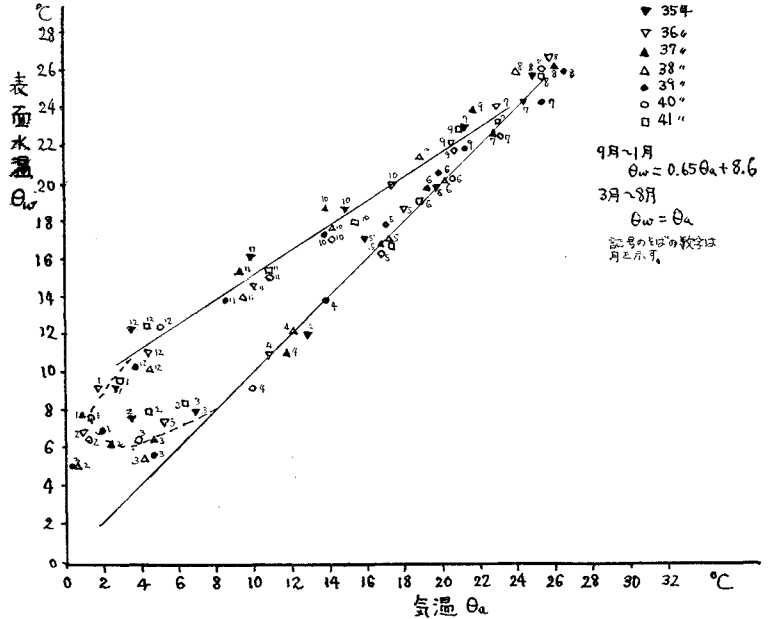


図-23 ダム前定点表面水温と気温の関係(小河内貯水池)

ていく時期9月から1月においては $\theta_w = 0.65\theta_a + 8.6$ の関係があり、気温の低下に対して貯水池水温がおくれる。循環期において大出水がある場合などは、流入水の影響が大きくなって、この直線関係からずれ、急に水面水温が低くなる。図-24は循環期における表面水温低下図であり、資料は建設省河川局多目的ダム管理年報よりとった。この年表には、1月1点の水温の観測資料があり、この図では、9月の水温を基準として、9月からの日数を横軸に、縦軸に水温低下量をとって表わしたものである。この図には50のダムをかさねてある。これを見るとばらつきがあるが、1月に約5°Cずつ下がる。図-23、図-24によって循環期の循環層水温を予想することができる。

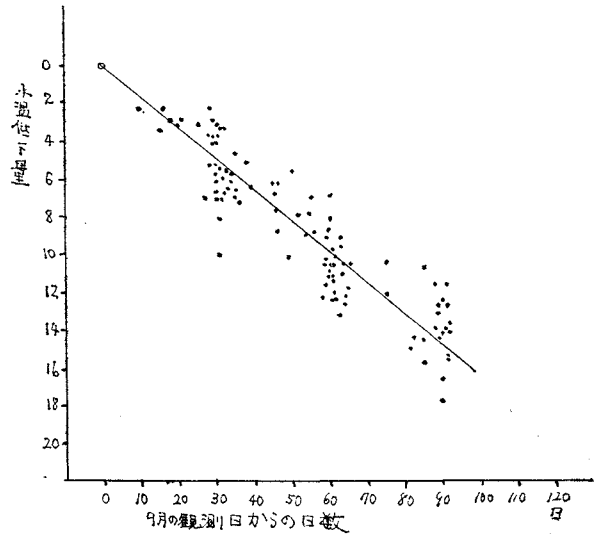


図-24 循環期の表面水温の低下勾配 全国50の貯水池

3. ダム構築による河川水の水温変化の予想

(1) 緒言

いままで貯水池水の動き、水温を流入水量、放流量、流入流出水の水温、気温などの気象量、水文量との関係の中で既出の資料、研究成果を通して述べてきた。本章では、これらの結果を利用し、河川にダムを構築することによって河川水の築造前と築造後の放流水の水質変化を予想して、ダム築造による影響を適確に把握しようとするものである。

(2) 放流水温変化の予想

前章までの知識から貯水池の水温分布形成機構をまとめると次のようである。

a) 放流される池水について

放流される池水は、取水口付近の池水がはき出される。池水が等密度分布していれば、等ポテンシャル一点吸いこみと考えられ、全方向から吸いとられるはずである。冬季完全循環期にはこれに近く、かなりの層幅から吸いとられる。密度勾配ができると、垂直方向の池水の移動は、重力によっておさえられ、横方向の池水の移動

がほとんどを占める。春、夏は横方向の池水の移動だけで、それも取水口付近の層だけと考えてよい。

b) 表層からの熱交換

冬季、秋季の池水の動きは、外気条件（表面条件）によって支配され、池水は循環している。循環層内の水温は、ほぼ均一で毎年同じような外気温との関係を持つ（図-23）。しかし秋季、冬季にも流入水が多ければ、その影響を受ける。とくに循環層厚が小さい時には、流入水の影響によって、外気温との関係からはずれる。春季には密度勾配が小さいため、表面から影響がかなりある。夏季には、強風時でもたかだか表面から 10 m の範囲での熱交換にすぎない。

c) 乱れの影響について

貯留された池水は、秋季、冬季の循環層、あるいは春季、夏季の表層以外は、乱れが存在せず、乱れによる熱移動は考えなくてよい。

d) 流入口の河川水と池水の混合について

冬季 0°C に近い流入水は、池底をはっていきうちに池水と混合して水温が上昇し、池水と同一温度になってしまう。また秋季の流入水も循環層の中で混合して、循環層水温と同一水温になってしまうことが多い。つまりこの時期は、流入水が入りこむ層までの距離が長く、また循環流の影響を受けるためである。春季、夏季には流入水は表層近くに入り（水深 10~20 m）、進入距離が短いためほとんど水温が上昇しない（0.5~1.5°C）。洪水時

には流量が多く、また進入距離も長い（洪水時には流入水温が下がる）、流量が多いためか、それほど上昇しない（0.5~2°C）。この流入口における混合は、進入距離 X 、流入量 Q 、流入水温 θ_i 、池水水温分布 $\theta(H)$ 、および貯水池形状（傾き S 、底凸凹 h ）によって支配される。また増水期（ $dQ/dt > 0$ ）とピーク時ないし減水期（ $dQ/dt \leq 0$ ）では異なり複雑である。一般には、流入量 Q が小さく、 θ_i と $\theta(H)$ の差が大きいほど、流入水温の上昇が大きい。これらの量的把握はいまのところほとんど不可能であり、経験的な知識にたよるほかはない。

e) 温度躍層位置

取水口下にできるが、その位置は 2. (2) で述べたように、放流量 Q と躍層上下の水温差による。

f) 表面水面、池底水温

表面水温は日々の変化をとれば変動が激しいが、月平

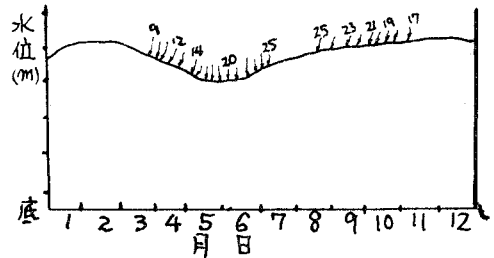


図-25 グラフ A

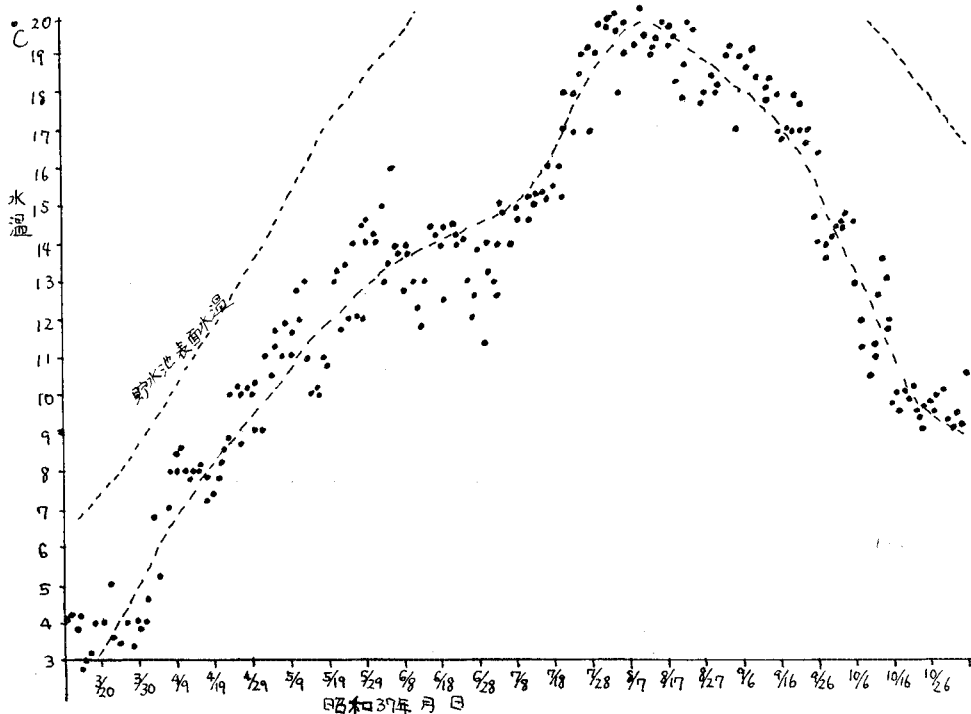


図-26 昭和 37 年 丹波川水温変化 グラフ C

均をとると、外気温との相関が強い。底層水温は、大洪水がなければ、日本の貯水池では 7°C 前後（図-16）でほとんど動かない。

これらのことより、ダム構築前に手に入る水流量、河川水温、流量、気温の 3 つの水流量から次のような手順で放流水温、水温分布を決定する。なお、放流量は、ダム構築後のダム操作が決まれば決定しうる。

① 貯水池水位貯留量曲線と評価された流入量、計画放流量よりダム貯水位周年変化図（図-25）を作成する（グラフ A）。

② 1年の気温変化図を作る。それは1日の変化でなく月平均の変化をとるべきである（グラフ B）。

③ 受熱期（一般に 3~8 月）は、貯水池表面水温と気温と同一とする。放熱期（一般には 9 月以降）には、気温 θ_a と表面水温とは一次関係 $\theta_w = a\theta_a + b$ が成立するものとする。たとえば小河内では $a=0.65, b=8.6$ である。 a, b は気象条件に左右されるから、他ダム貯水池では当然変化するのであろう。計算対象ダム近くの既設ダム貯水池の θ_w と θ_a の関係を調べて、それで近似するのも一つの方法である。あるいは月約 5°C ずつ前月の水温から引いてもよい。

④ 底層水温を決める。図-16 によって対象としているダムに近いものをとるべきである。一般には 7~8°C としよ。

⑤ 河川水温変化図を作る。河川水温は日によって、また時刻によって変動がはげしいが、平均的な曲線を引く（グラフ C）。図-26 は、昭和 37 年 3 月から 10 月までの小河内貯水池流入水温変化図である。水温は定時に測定されるべきであり、小河内では午前 10

時である。

⑥ 初期水温分布の決定をする。流入水温が底層水温（停滞期における最下層水温） C_0 °C より高くなる日、つまり流入水が底層水温より軽くなり、底層水温層（ C_0 °C 以下の水層）より上部に入ると考える日を、初期日 T_0 （計算を始める日）とする。このときの底層水温位置（水温 C_0 °C の位置、図-28 で 7°C の位置）は、この日までの池面の水温、風速、池形状、日照条件、放流量に左右されるが、その位置の決定は困難である。小河内貯水池では、水深 10~20 m の位置にある（表-3）。ここで T_0 は 4 月 15 日、底層水温 8°C である。この表で昭和 39 年には 4 月 15 日前にかんりの出水があり、昭和 41 年は 9°C の位置は 8 m である。これより小河内では 10~15 m を C_0 °C 位置としてよい。これとグラフ B より表面水温が知れるから、その間は水温が直線的に変化すると仮定する。1°C ごとにグラフ A にその位置を記入する（図-27）。

⑦ 温度躍層位置は 2. (2) 式 (9) で決定される。水温差 5~10°C、放流量を洪水時に多量に放流されるものを除き、日平均放流量の大きい方から 10 番目ぐらいまでの平均値を取っておけばよいであろう。もちろんそれぞれのダム貯水池の特徴を考慮して目的にあった位置を決めるべきである。

⑧ 流入層位置の決定を次のようにして行なう。とくに受熱期について考える。時刻 T （単位として 1 日をとる）において、温度 C （単位は 1°C で C は整数）と温度 $C-1$ の間を一つの層と考え、その層間の貯留量を $QT(T, C)$ とする。 T 日において図-26 より流入水温が $C-1$ から $C-2$ なら、1 日の流入量を $QI(T, C)$ と

表-3
 $T_0 = 4$ 月 15 日, $C_0 = 8$ °C

年	底層水温位置
昭和 35 年	24 m
36	10
37	12
38	14
39	22
40	10
41	20

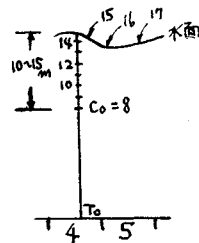


図-27

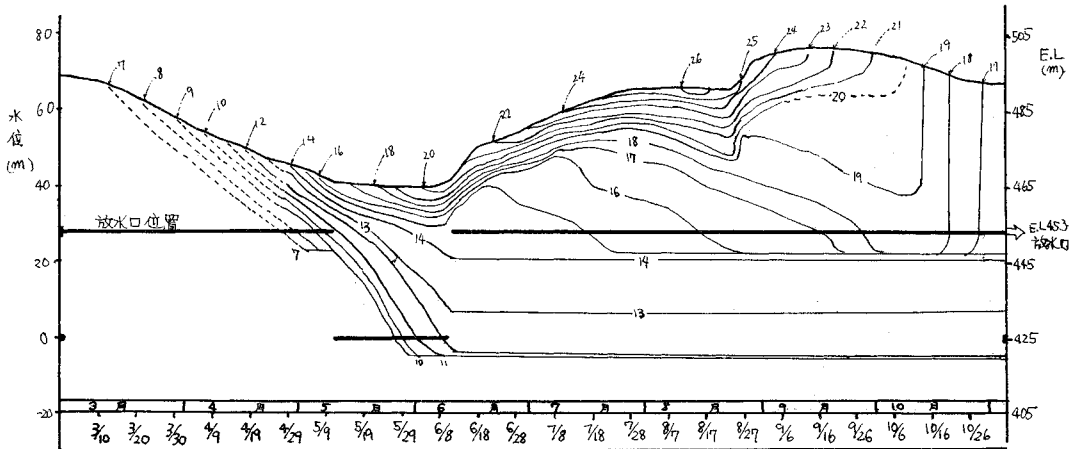


図-28 「グラフ A」昭和37年ダム前定点における水温 °C 垂直周年変化計算

する。また放流水は、温度躍層面上にある池水が引きだされるとし、もしその池水の温度が $C-1$ から C であれば、放流量 $QH(T, C)$ とする。このとき T_1 日から T_2 日の間に温度 $C-1$ から C の層間貯留量 $QT(T_2, C)$ は、

$$QT(T_2, C) = QT(T_1, C) + \sum_{T=T_1}^{T=T_2-1} QI(T, C) - \sum_{T=T_1}^{T=T_2-1} QH(T, C)$$

となる。つまり流入水温は流入口で 1°C だけ上昇したことになる（これは小河内の場合にこのようにするとうまくいくのであり、他の貯水池でも同じであるとはかぎらない注1）。ところで洪水時には、平常時より数 $^\circ\text{C}$ 低い流入水が入ってくる。また洪水時には流入量も多く、貯水池水温形成におよぼす効果が大きいから、流入水温をグラフ C の平均的な曲線より数 $^\circ\text{C}$ ($1\sim 2^\circ\text{C}$) 下げる必要がある。下げる量は、対象河川の日水温変化図、日流量変化図より推定すればよいであろう。

⑨ 温度 C の池水が、貯水池のどの水位にあるかを計算する。貯水位貯留量曲線（グラフ D）と温度 C までの貯留量

$$QTC(T, C) = \sum_{C=C_0}^C QT(T, C)$$

に相当する水位を求めグラフ A に記入し、前に決めた温度 C の位置を結ぶ。この場合 10 日単位に計算し、等温線を引けば十分である（図-29）。

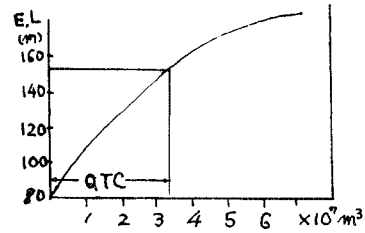


図-29 グラフ D

⑩ 表層からの影響の修正を次のようにして行なう。表面からの熱移動の影響があるのは、表面から 10 m とし、10 日ごとに ⑧ で計算した $QT(T, C)$ のうち、表面から水深 10 m の水温 $C_1^\circ\text{C}$ と、③ で決めた表面水温 C_a との差 $C_a - C_1$ を 10 m で割ったものが、表面から 10 m までの水温勾配とし、新しい $QT(T, C)$ を池底から表面まで決め、10 日前の等しい水温の位置を結べば等温線が書ける。

⑪ ⑧, ⑨ を受熱期間中くり返す。

⑫ 放熱期に入ったら、表面水温が循環層水温になると考える。流入水は循環層の中に入って、循環層水温と同一になるとしてよい。しかし循環層が薄いとき、つまり放熱期に入ってもまもないとき、また流量が多いときは、どこに入るのかははっきりしない。そのため種々の条件を考えて等温線を引くべきである。循環層の深さは表面水温と等しい等温線までとする。

次にこのモデルによって実際に計算してみる。例とし

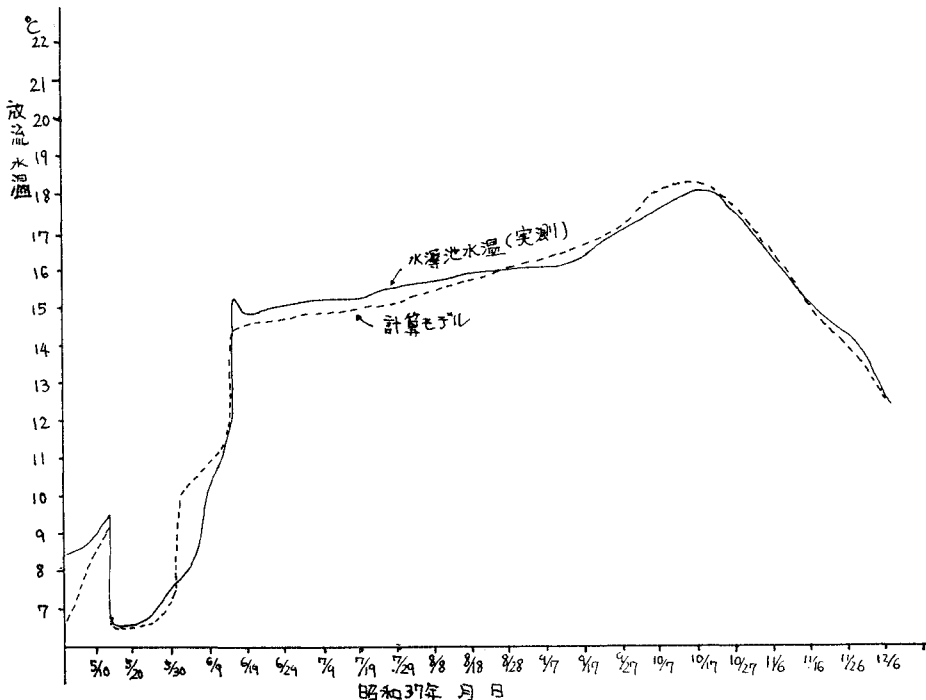


図-30 昭和 37 年放流水水温変化 (小河内貯水池)

て昭和 37 年の小河内ダム貯水池をとりあげる。流入水温グラフ C は 図-26 であり、グラフ A は 図-30 に示す。ただし初期条件は、小河内における実測値を使い、 T_0 を 5 月 1 日としている。温度躍層は取水口下 5 m にできるとし、また流入量が $40 \text{ m}^3/\text{sec}$ を越えるものは、流入水温をグラフ C の平均流入水温曲線より 1°C 下げた。図-28 の計算結果と実測による分布図-5 を比較してみると、水温分布形はかなり似たものとなり、このモデルの適合性の良いことを示している。図-30 は、このモデルより計算した放流水温と実測値を図示したものである。この方法でかなり正しく放流水温を予測しうる。

このモデルは、水温分布形成機構の諸要因を、全体的に統合したものであり、諸要因の影響範囲、時間をかなり正確にとらえたことになる。しかし個々の要因の理論的、量的把握は十分でなく、ダム貯水池の特性によって、モデルを経験的に修正しなくてはならない。その場合、次のことを考えておく必要がある。

① 洪水時における高濁度水の密度増加による進入層の変化（濁度 400 p.p.m. で $1.0 \sim 1.5^\circ\text{C}$ に相当）および温度躍層の破壊。濁度による密度増加を水温の低下として修正すればよいのだが、濁度は時間がたつと低くなるから簡単にはいかない。特別な高濁度水の流入以外は、濁度を考慮に入れなくても、放流水温変化の予測にそれほど影響はない。

② 放流量の変化による温度躍層位置の変化。

③ 表層取水のダム貯水池では、それによる表面水温の変化への考慮。

④ ダム貯水池の形状、大きさによる影響の考慮。小ダム貯水池では、流入水の影響が大きく、流入部での混合の影響は大きい。

⑤ 揚水発電所では、揚水による水温変化の考慮。

⑥ 流入水温の代表性への考慮（流入水温は、測定時刻によって変化する）。

これらのことは、今後の研究課題として残されてい

る。

あ と が き

以上において、貯水池構築がおよぼす水温変化を述べ、その予想法を確立した。本論文では水質変化のうち水温だけしか述べなかったが、他日、他の水質変化、とくに濁度の変化について述べるつもりである。最後に資料を提供して下さった東京都水道局小河内管理事務所、水資源開発公団の方々に深く感謝いたします。

注 1) この水温上昇の原因として次の 4 つが考えられる。

- ① 流入部での、貯水池水との混合による上昇。
- ② 水温測定時刻の問題（時間によって水温は変化する）。
- ③ 水温測定点から、流入口までの間の水温上昇。小河内では丹波川水温測定点から流入口まで約 1 km ある。
- ④ 流入水の運動エネルギーから熱エネルギーへの転化。

このうち ①、② の影響が一番大きい。

参 考 文 献

- 1) 東京都水道局：小河内ダム管理年表，昭和 35～41 年，1961～1967。
- 2) 建設省河川局：多目的ダム管理年表，第 9 回昭和 40 年度版，および 41 年度版，1967，1968。
- 3) 新井 正：農業用ため池（大林池）における水面変化，熱収支および内部拡散係数について，水温に関する研究報告集第 1 集，河川水温調査会，1961。
- 4) Munk, W.H. : A critical wind speed for air-sea boundary process, *Journal Mar. Res.*, Vol. VI, No. 3, 1947.
- 5) 古藤田一雄：須田貝貯水池における水温成層の発達について，水温に関する研究報告第 2 集，河川水温調査会，1962。
- 6) Craya, A. : "Theoretical research on the flow of non-homogeneous fluids", *La Houille Blanche*, January-February, 1949, p. 44～45.
- 7) 大西外明・日野幹雄：深層取水の流れへの考察（1），第 14 回海岸工学講演会講演集，1967。
- 8) 大西外明・日野幹雄：深層取水の流れへの考察（2），第 15 回海岸工学講演会講演集，1968。

(1970.4.7・受付)