

日射による成層化および熱収支について
Thermal Stratification and Heat Exchange in Reservoir by Insolation

農業土木試験場 正員 ○加 藤 敬
東京工業大学 正員 日 野 幹 雄

1. 序 論

本論文ではまず研究の目的を述べ、次に貯水池の成層化に関する熱収支の諸要因について現在までに知られていることを諸論文から要約し、次節の実験および計算の準備をする。

(a) 貯水池における温度成層の形成と水温：

水深の深い貯水池では春から夏季にかけて温度成層が形成される。すなわち、表面近くには水深方向に水温がほぼ一様な表水層ができ、その下には水温が急に低くなる温度躍層（変温層）が形成され、躍層の下は水温がほぼ一定ないしは深さとともに徐々に低下する層があり、深水層と呼ばれる。この深水層の水は一般には冬期に冷やされた水であり冷水層となっている。水温成層を模式的に示せば、図－1のように表現できる。

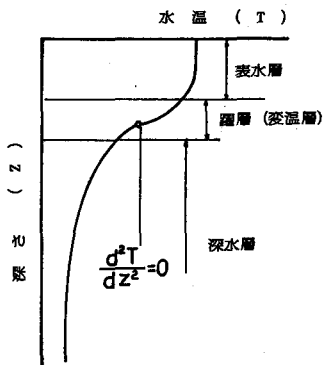
このように成層化した貯水池から取水する場合には、取水位置や取水様式により取水水温が異なる。農業用水においては低水温が作物に生育障害を生ずる恐れがあるので、表水層の温水を選択的に取水しなければならず、表水層と躍層の発達の研究が重要な問題となっていることは良く知られている。

貯水池水温に関しては熱収支の面で多くの研究がなされている^{(1),(2)}が、日射による水温成層の形成に関してはDake & Harleman⁽³⁾などの他少いようである。

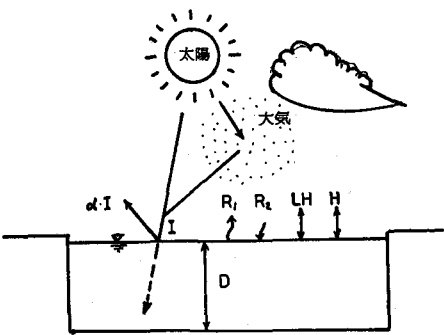
実際の貯水池では、日射の他、風、貯水池への河川の流入、貯水池からの流出等水温に影響する多くの要因がある。しかし、ここでは現象を単純化して小さな水槽における日射（照射）による水温成層の発達を主に考察した。

(b) 貯水池における熱収支の概要

水温形成は日射と水面－大気間の熱交換の影響を強く受ける。それゆえ、熱収支解析は重要な手段となる。貯水池水面に関する熱収支は図－2のように表現することができる⁽⁴⁾。すなわち、(i)水面は太陽からの日射と大気からの短波放射(I)を受けている。しかし、(ii)その一部(αI)は水面で反射される。(iii)貯水池の水は水面からの長波放射(R_1)によって熱を失うが、大気からも長波放射(R_2)によって熱が与えられる。(iv)また、気温と水温の差により熱伝導で移動する顕熱交換(H)と蒸発凝縮による潜熱交換(LH)がある。以上の熱収支項は水面に対する加熱を正、放射を負とする。



図－1 水温底層の模式図



図－2 水面における熱交換

貯水池の平均水温を θ 、水温を D とすれば水面に加えられた熱による単位時間内の熱量変化は $c \cdot \rho \cdot D \frac{d\theta}{dt}$ となる。ここに、 c : 水の比熱、 ρ : 水の密度。図の関係をまとめて、熱量変化が水面熱収支の総計に等しいとおくと、熱収支方程式

$$c \cdot \rho \cdot D \cdot \frac{d\theta}{dt} = (1 - \alpha) I - (R_1 - R_2) - H - LH \quad (1)$$

を得る。実際の貯水池では θ は全水深 D にわたって一様ではなく、水温の成層化を考慮しなければならない。

以下に上述の各要因について簡単に述べる。

(i) 水による光の吸収：

波長 λ の光の放射強度を I_λ ($\text{erg/cm}^2 \cdot \text{sec} \cdot \mu = 0.1433 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min} \cdot \mu$) とすると、吸収係数は次のように定義され、

$$\eta_\lambda = -\frac{1}{I_\lambda} \left(\frac{dI_\lambda}{dz} \right) \quad (2)$$

水中に入射する光の強さと深さとの間には式 (3) の関係が成り立つ。

$$I_\lambda = I_{\lambda_0} \exp(-\eta_\lambda z) \quad (3)$$

ここで、 I_{λ_0} : 水面での光の強さ。

水には波長による選択吸収性がある。⁽⁵⁾ 吸収係数 η_λ は波長により異なり、一般に赤外域は大きく可視光域では小さい (表-1)。また、吸収係数は水中の溶存物質、懸濁物質によっても変化する⁽⁶⁾。

(ii) 水による日射の反射：

表-1 水による光の吸収率⁽⁵⁾

連続スペクトルをもつ太陽光の物体表面での平均反射率をアルベド (albedo) という、アルベドは太陽高度・雲量・雲高によって変化し、太陽高度が 50 度以上ではおよそ 5% と一定となる (図-3⁽¹⁾)。

(iii) 正味放射：

水面から大気に向う長波放射 (R_1) は水面の絶対温度を T_s °K とすると、Stephan-Boltzmann の法則によってつぎのように表わされる。

$$R_1 = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (4)$$

ここで、 ϵ : 水面の射出率 (0.96 ~ 0.97 程度)、 σ : Stephan-Boltzmann 定数 ($8.14 \times 10^{-12} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min} \cdot ^\circ\text{K}^4$)。

大気から水面に向う長波放射 (R_2) の大きさは、気温と大気中水蒸気量に関係し、Brunt の式⁽⁴⁾ によれば

$$R_2 = \sigma \cdot T_a^4 \cdot (a + b\sqrt{e}) \quad (5)$$

ここで、 a 、 b : 実験定数、 $a = 0.52$ 、 $b = 0.065$ 、 e : 水蒸気圧 (mb)。

有効放射 R_0 は (7)、(8) 式の差であるから

$$R_0 = \epsilon \sigma T_s^4 - \sigma T_a^4 \cdot (a + b\sqrt{e}) \quad (6)$$

また、有効放射は雲に影響され、Angström の実験公式⁽⁴⁾ では

$$R = R_0 (1 - f \cdot n) \quad (7)$$

ここで、 R : 正味放射, f : 雲高に関する定数, n : 雲量

(iv) 蒸発と熱伝導による熱輸送

雲高 km	1.5	3	7
f	0.86	0.75	0.2

風速分布が対数法則に従う場合、熱と水蒸気の垂直輸送量

E_v , E_h は適当な 2 点の高さの風速, 水蒸気圧, 気温からつぎのように求められる⁽⁷⁾。

$$E_h = \frac{\rho_a C_p k^2 \cdot (u_1 - u_2)(\theta_2 - \theta_1)}{\{\ln(z_1 / z_2)\}^2} \quad (8)$$

$$E_v = \frac{\rho_a k^2 (u_1 - u_2)(q_2 - q_1)}{\{\ln(z_1 / z_2)\}^2} \quad (9)$$

ここに、 z_1, z_2 : 高さ, u_1, u_2 : z_1, z_2 における風速, θ_1, θ_2 : z_1, z_2 における気温, q_1, q_2 : z_1, z_2 における比湿, ρ_a : 湿った空気密度, k : カルマン定数。

蒸発による潜熱輸送 (LH) は E_v に蒸発の潜熱 L_v を乗ずることによって求められる。また、顕熱交換と潜熱交換の比はボーエン比として表わされる。

$$\beta = \frac{H}{L_v \cdot E_v} = K \frac{\theta_2 - \theta_1}{e_2 - e_1} \quad (10)$$

ここに、 β : ボーエン比, K : 定数。

実用的にはいくつかの経験式⁽⁸⁾が提案されており、例えば Rowher⁽⁹⁾ の蒸発公式では次式のように表わされる。

$$H_t = (0.000308 + 0.000185 \cdot W) \cdot \rho \cdot (e_s - e_a) \cdot [L_v + C_a \cdot T_a + 269.1 (T_s - T_a) / (e_s - e_a)] \quad (11)$$

ここに、 H_t : 蒸発, 熱伝導による損失 ($\text{Kcal}/\text{m}^2 \cdot \text{日}$), W : 水面上約 15 cm の位置での風速 (m/s), e_s : 気温に相当する水蒸気圧, L_v : 蒸発の潜熱 (Kcal/kg), C_a : 比熱 ($\text{kal}/\text{kg} \cdot ^\circ\text{C}$)。

2. 温度成層に関する実験

(a) 実験方法

行った実験の種類は次のようである。まず、アクリル製円筒水槽 (直径 10 cm, 深さ 45 cm) に水 (水道水) を満たし、日射に代り光源 (写真用 500 W 電球, 光源温度 3400°K) にて上方から照射し、水温鉛直分布の変化を測定した (図-4)。

温度測定には銅-コンスタン熱伝対を用いた。熱伝対の起電力はサーモダック II

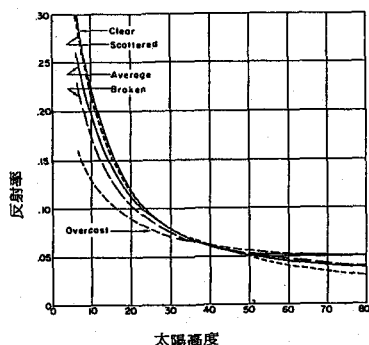


図-3 水面反射率と太陽高度の関係

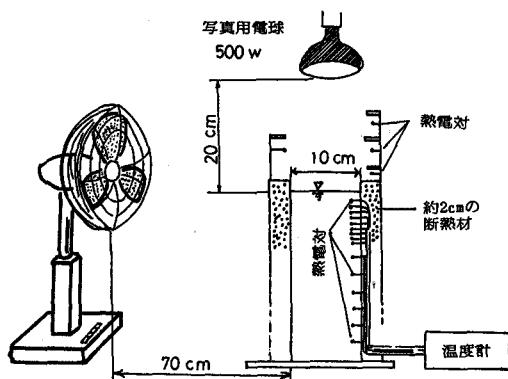


図-4 実験装置概略

(江藤電機製)により温度へ変換され、サーモダックⅡに組み込まれているプリンターにより0.1°C単位で自動記録された。

つぎに、濁度の影響を検討するためにベントナイトと墨汁を濁質としてその効果を調べた。また、水面に扇風機により送風(水面上平均風速約5 m/sec)し、水温の成層化に対する風の影響を調べた。

(b) 実験用光源の特性

温度 $T(^{\circ}\text{K})$ の黒体から放射される波長 λ の光の放射強度は Planck の法則により次式で表わされる。

$$B_{\lambda} = \frac{2\pi hc^2 T^5}{\exp(hc/\lambda KT) - 1} \quad (12)$$

ここで、 B_{λ} : 波長 λ の光の放射強度、 h : プランク定数、 K : ボルツマン定数、 c : 光速、 T : 絶対温度、 λ : 波長。

電球の発光部を黒体と仮定すれば、電球の放射強度分布は(12)式から図-5に示すようになる。エネルギーの大半は赤外域にある。光は一度電球のガラス層を通過するため特性はいくぶん変化すると考えられる。しかし、そのままとすれば前出(表-1)の吸収係数から求められる水深1 cmでの光の吸収量は斜線部で示され、全エネルギーの50%以上となる。

水面上20 cmから照射した場合、水面への熱供給量は3.15 cal/cm², minである。

(c) 吸収熱量の分布と平均吸収係数

光は水に吸収されて熱に変換される。その媒質への単位体積・単位時間あたりの供給熱量は次式で表わされる。

$$H_{\lambda} = -\frac{dI_{\lambda}}{dz} = \eta_{\lambda} \cdot I_{\lambda} \quad (\text{cal/cm}^3 \cdot \text{min} \cdot \mu) \quad (13)$$

一般に、日射等の光は全波長域の光が含まれている。したがって、全波長域を考慮すれば、深さ z への供給熱量 $\bar{H}_z$ は次式で示される。

$$\bar{H}_z = \int_0^{\infty} H_{\lambda} d\lambda = \int_0^{\infty} \eta_{\lambda} \cdot I_{\lambda} d\lambda = \int_0^{\infty} \eta_{\lambda} \cdot I_{\lambda_0} \exp(-\eta_{\lambda} \cdot z) d\lambda \quad (\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}) \quad (14)$$

光の全波長域に対する平均吸収係数 $\bar{\eta}$ を次式で定義する。

$$\bar{\eta} = -\frac{1}{I} \left(\frac{dI}{dz} \right) = -\frac{\int_0^{\infty} \eta_{\lambda} I_{\lambda} d\lambda}{\int_0^{\infty} I_{\lambda} d\lambda} = \frac{\int_0^{\infty} \eta_{\lambda} I_{\lambda_0} \exp(-\eta_{\lambda} \cdot z) d\lambda}{\int_0^{\infty} I_{\lambda_0} \exp(-\eta_{\lambda} \cdot z) d\lambda} = \frac{\bar{H}_z}{I_z} \quad (15)$$

ここに、 I_z : 水深 z における全波長域の光の強さ。平均吸収係数 $\bar{\eta}$ は水深によって変わり、スペクトルによっても変化する。

また、全波長域の光の強さ I_z は供給熱量 $\bar{H}_z$ を用いて次式のように表わされる。

$$\begin{aligned} I_z &= \int_0^{\infty} I_{\lambda_0} \exp(-\eta_{\lambda} \cdot z) d\lambda \\ &= \int_0^{\infty} [I_{\lambda_0} - I_{\lambda_0} \{1 - \exp(-\eta_{\lambda} \cdot z)\}] d\lambda \\ &= I_0 - \int_0^{\infty} \int_0^z I_{\lambda_0} \cdot \eta_{\lambda} \exp(-\eta_{\lambda} \cdot z) dZ d\lambda \\ &= I_0 - \int_0^z \bar{H}_z dz \end{aligned} \quad (16)$$

一方、深さ z の点の水温度変化は次式で表わされる。

$$\frac{DT}{Dt} = K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho c} \bar{H}_z \quad (17)$$

ここに、 T : 水深 z における水温、 K_z : 拡散係数。吸収された熱の伝導と移流による移動を無視するならば、 z における水温

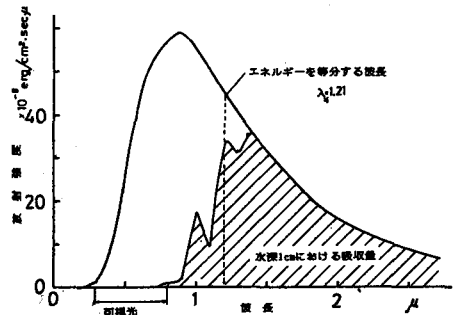


図-5 黒体のエネルギー放射分布

上昇は次式で表わされる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho c} \bar{H}_z \tag{18}$$

実験での水温分布変化より求められる供給熱量分布を図－6に示す。供給熱量分布と式(15)，(16)から計算される平均吸収率を図－7に示す。

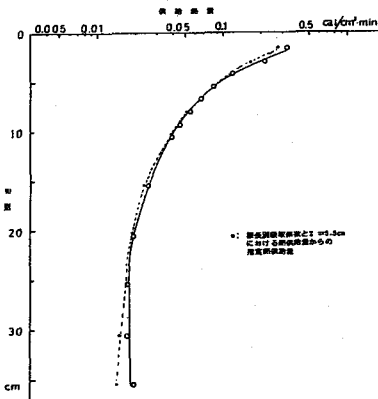
(d) 平均吸収係数に対する濁度の影響

水が濁質を含む場合の実験での熱吸収量の分布は図8に示す。濁質が入ると表層での熱吸収量が大きくなる。供給熱量分布と式(15)，(16)より計算される平均吸収係数は図9のようになる。

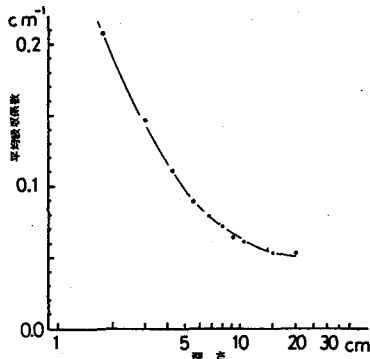
ベントナイトでは濃度とともに平均吸収係数が大きくなるが、墨汁では逆に平均吸収係数は小さくなる。この理由については、濁質の光の吸収性の違いと考えられるがはっきりしない。

(e) 照射の吸収によって形成される水温分布

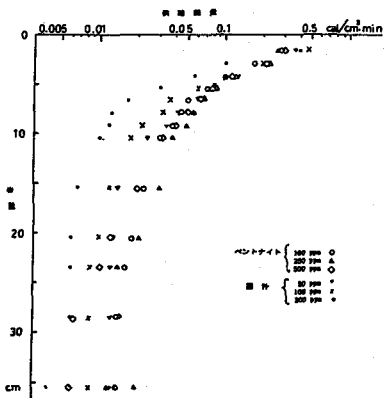
(i) 照射によって形成される鉛直方向の水温分布は図10に示されるように指数関数的分布となる。表面水温の上昇はこの例では47℃で止まり、下層には温度勾配の変曲点を生じたが躍層によって区分されるいわゆる表水層は見られない。しかし、照射を止め水表面への熱供給を断った後は、表面近くに逆温度勾配層が現われ表水層が形成される(図11)。指数関数的温度分布の状態では照射が停止されると水面の冷却が



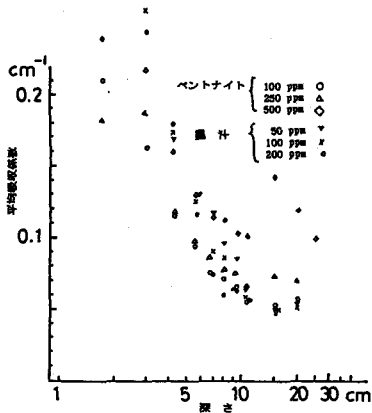
図－6 供給熱量の分布



図－7 平均吸収係数



図－8 濁質を含む場合の供給熱量の分布



図－9 濁質を含む場合の平均吸収係数

はじまり対流が生じ表水層が形成される。

(ii) つぎに、水面に油膜を張り蒸発を防ぎその効果を調べた。この場合には表面水温が 70°C に達しても熱平衡状態に達しなかった。このように蒸発は水面での熱平衡に重要な役割を果たしていることがわかる。(なお油膜を張った場合の照射停止実験は行なわなかった。)

(f) 水温成層に対する風の影響と熱収支

(i) 水温分布

密度成層と風の影響については、岸・加藤(1967)・和田他(1969), Kransら(1961)の研究があるが、ここでは表水層が乱流混合を起こさない状態での照射による成層化について実験した。上述のように照射のみでは、表水層・躍層は形成されなかったが、水面に送風が行われた場合には表水層・躍層の形成が見られた(図-12)。表水層の厚さは時間とともに増加し、表水層水温も上昇した。照射のみの場合に比べ表面水温は相当に低く、風による熱損失の増加が大きいことがわかった。水面での単位時間・単位面積当りの熱損失率 E_t は日射による熱供給量 $\bar{H}_z$ と水の蓄熱量 $\rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t}$ との差から次式によって表わされる。

$$E_t = \int_0^{\infty} (\bar{H}_z - \rho \cdot c \cdot \frac{\partial T}{\partial t}) dz \quad (\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min}) \quad (19)$$

ここに、 T : 水温 z における水温。水温分布の変化と式(19)から求められる熱損失率を図-13に示す。

風は熱損失を増加させ早朝に表水層の熱平衡状態をつくりだし、表水層の混合に寄与していると考えられる。

(ii) 拡散係数

水中での鉛直方向の熱輸送は、移流、対流および拡散による。水深 z における水温変化は式(15)で表わされる。水温分布の変化実験値と式(15)から拡散係数は逆算すれば、風の無い場合は図14、送風した場合の結果は図15のようになる。

風の無い場合の拡散係数は分子拡散係数のオーダーである。

一方、風のある場合の拡散係数は時間とともに変化し、温度勾配によって影響されている(図16)。風がある場合、実際の現象では吹送流は乱流になっていると考えられるが、この実験では色素の投入による観察では、乱れはなくゆっくりした円周方向の二次流が見られる。それゆえ、拡散係数は分子拡散係数よりも大きくはなっているのが、オーダー的には同じとなっている。

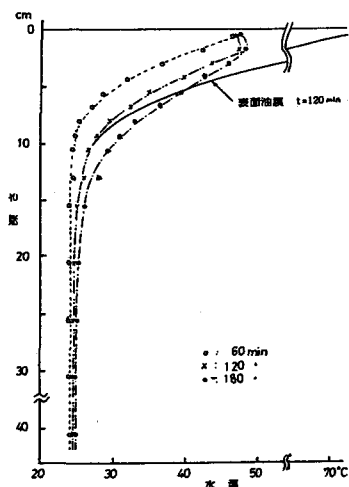


図-10 照射によって形成される水温分布

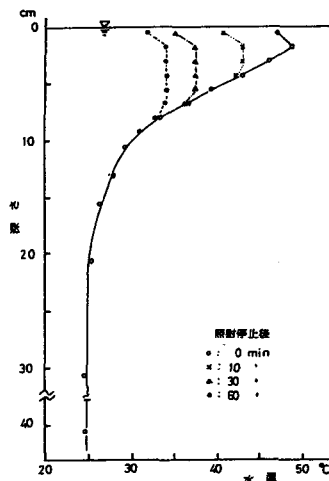


図-11 照射停止後形成される水温分布

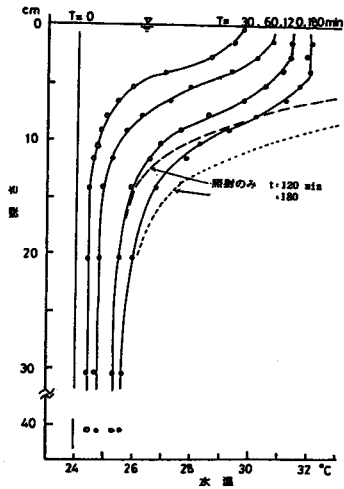


図-12 風のある場合の水温分布

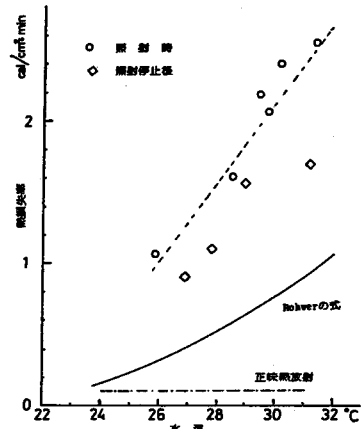


図-13 水温と熱損失率の関係

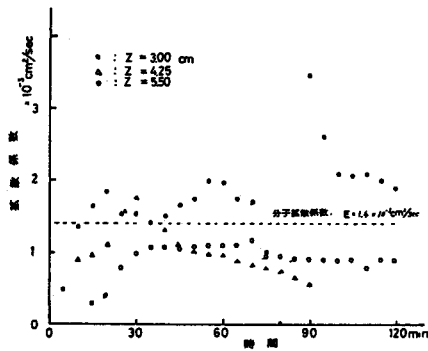


図-14 鉛直方向拡散係数（無風時）

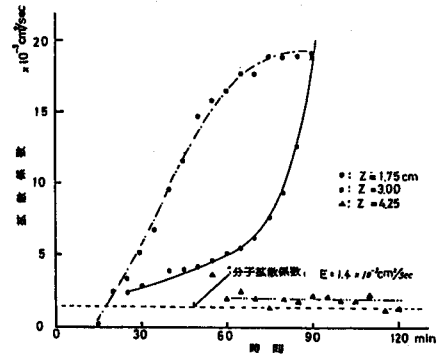


図-15 鉛直方向拡散係数（送風時）

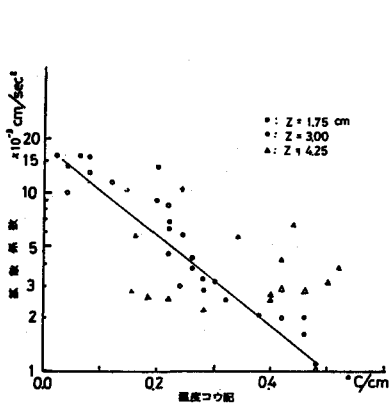


図-16 鉛直方向拡散係数と温度勾配

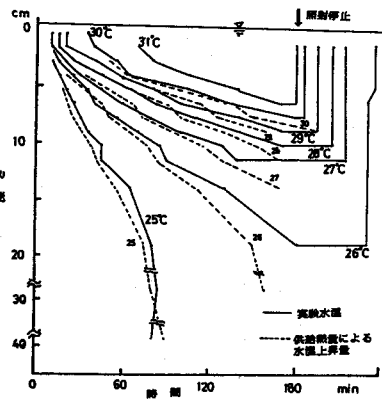


図-17 鉛直水温分布の変化

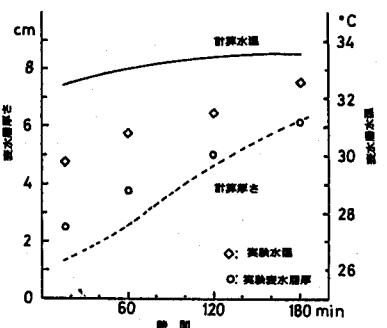


図-18 表水温と表水層厚さの変化

(iii) 表水層と躍層の発達

躍層は図-17に見られるように熱供給量に比例し発達する。

表水層は風による混合及び対流と水面での熱損失と表水層部の供給熱量のつりあいによって形成されると考えられる。

躍層以下での水温 T_z を式(9)から次式する。

$$T_z = \frac{1}{\rho c} H_z \cdot t_0 + T_0 \quad (20)$$

ここで、 t_0 : 経過時間、 T_0 : 初期水温

また、表水層は一様に混合されるとすれば表水層の熱収支式は次式で表わされる。

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{1}{\rho c L} \left\{ \int_0^L H_z dZ - E_i \right\} \quad (21)$$

ここで、 T_s : 表水層水温、 L : 表水層の厚さ、 E_i : 水面での熱損失率。

熱吸収率の分布(図-6)と図-14熱損失率を用い(20)式、(21)式より計算される表水層厚さおよび表水層水温と実験値を比較し図18に示す。熱供給分布が指数関数的であるから、表水層水温の予測計算値に多少誤差があっても、表水層厚さの予測値と実測値の差は小さい。水面に近い部分では(17)式の拡散係数を考慮する必要があることによって計算初期では差が生じている。

参 考 文 献

- (1) Raphael, J. M. : Prediction of Temperature in Rivers and Reservoirs, Jr. of Power Division, ASCE, Vol. 88, PO2, 1962.
- (2) 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 I, 河川水温調査会, 1961.
- (3) Dake, J. M. K. and Harleman, D. R. F. : Thermal stratification in lake, analytical and laboratory studies, Water Resources Reserch Vol. 5, No. 2, 1969.
- (4) 新井 正・西沢利栄 : 水温論, 共立出版, p28 ~ p39,
- (5) 熊井 基・千葉 豪 : 水田水温の物理調査, 農業物理研究 II, p81 ~ 94, 1952.
- (6) 日野幹雄・歌原英明 : 浮遊粒子による光の消散および植物プランクトンの増殖(1), 第22回 水理講演会論文集, 1978.
- (7) 羽生寿郎, 他 : 農業気象学, 文永堂, p39, 1978.
- (8) Sweers, H. E. : A monogram to estimate the heat-exchange coefficient at the air-water interface as a function of wind speed and temperature; A critical survey of some literature, Jr. of Hydrology No. 30, 1975.
- (9) Rohwer, C. : Evaporation from free water surface, U. S. Dept. of Agr. Tech. Bull. 271, 1931.
- (10) 石橋 毅, 他 : 成層型貯水池内の流れと熱収支の現地観測, 第21回 水理講演会論文集, 1977.
- (11) 和達清夫, 他 : リモートセンシング, 朝倉書店, 1976
- (12) Harleman, D. R. F. : Effect of wind-induced mixing and the seasonal thermocline in laches and reservoirs, Proc. 2nd Int. Symp. on Stratified Flow, Norway, 1980.