

II-16. 貯水池における内部静振の実測結果

長崎大学工学部 正員。古本勝弘 松原茂 武政剛弘

I. 序

河口や内湾を遮断した人造湖を淡水化し水需要の増大に対処しようと試みが盛んな現在淡水化過程の状況の予測あるいは淡水化の可能性を論ずる上で成層状態を呈する湖内の塩淡水の風による水理挙動を把握することが必要となる。風による二層流の混合についてはこれまでに理論実験の両面から扱った数多くの研究があるが現地観測例は小槽川試験池のそれを除けば本邦には殆んど見当らずスケールの大きな現実の現象を説明するには資料不足である。現地観測は気象条件に左右され困難を伴うが幸いにも温度成層の顕著な貯水池で風による混合過程を実測し得たので報告する。

II. 実測

実測を行った貯水池は鳥取県の大山ヶ麓にある太野池である。この湖は地表流入水が殆んど無く湖底からの僅かな湧水(湧出量 約 $3.6 \text{ m}^3/\text{min}$, 水温 約 13°C)で涵養された水深ほゞ 2m の灌漑用貯水池であり(平面図を図-1に示す)、夏期には顕著な温度成層を出現させる。

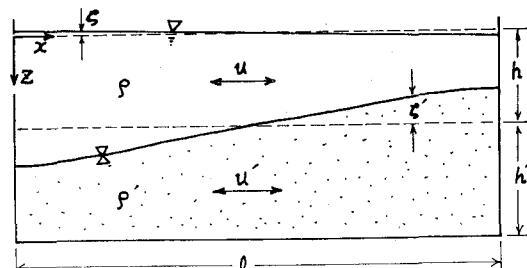
実測は昭和47年8月8日~10日にかけて行なわれ湖内A, B, C(図-1)の3点に於いて5層(水深 20, 40, 60, 80, 100 cm の各層)の水温を10分毎に自記させるとともに湖中央B点の水表面上 20 cm で気温 120 cm で風向風速を自記させた。測定は無風状態に開始され以後低気圧の接近に伴ない風速が漸増し(風速 15 m/sec 程度迄に達す)湖内が完全に混合するまで行なわれた。

III. 実測結果と考察

強風前後の鉛直方向温度分布を図-2に、風向風速、気温、A, B, C点の各層水温の時間変化を図-3に示す。図-2, 3より、かなり明瞭に形成されていた二層流が風により乱され完全な混合に至っている。その様子がよくうかがえる。風が殆んど無い8時までは各層の水温も自立した変動を示さないが、以後風速を増すに伴ない各地点ともに水温の変動が顕著となる。すなはち内部波の発生、発達を認める。

A点およびC点の水温変動に注目すると、その変動振巾はB点のものよりも大きくなり一方が上昇している時他方は下降しており変動に周期性を有していることを知る。従ってA, B, Cの湖内位置と水温変動とを合わせ考えると湖内には周期が非常に長く湖中央に節、両岸に腹をもつ定常の内部波、いわゆる単節内部静振が現われていることを認めらる。この観測から躍層には周期振巾の小さい内部波と周期振巾の大きな内部波(静振)とが重なり合った複雑な運動が起っているものと推測でき。しかし、この実測は時間間隔(10分毎)と水深方向の測点位置間隔(20 cm毎)が大きく、周期振巾が小さな内部波に對しては言及できないので内部静振のみに限って検討を加えることにする。

密度が二層流状態にある矩形貯水池で長軸方向のみに起る内部静振に對しては運動方程式と連続の式より解かれて水表面、内部境界面の静止状態からの上昇量(ζ, ζ')および上下層の平均流速(u, u')に下の(1)~(4)を得る。



$$\zeta = H \cos \frac{\pi x}{\ell} \cos \frac{2\pi t}{T} \quad \dots \dots (1)$$

$$u = \frac{1}{B} \frac{2\ell}{hT} H \sin \frac{\pi x}{\ell} \sin \frac{2\pi t}{T} \quad \dots \dots (3)$$

$$\zeta' = (1 - \frac{1}{B}) H \cos \frac{\pi x}{\ell} \cos \frac{2\pi t}{T} \quad \dots \dots (2)$$

$$u' = (1 - \frac{1}{B}) \frac{2\ell}{hT} H \sin \frac{\pi x}{\ell} \sin \frac{2\pi t}{T} \quad \dots \dots (4)$$

但し、 ℓ : 湖長、 T : 周期、 ρ, ρ' : 上下層の密度、 h, h' : 静止時の上下層厚、 $\beta = 4\ell^2/g h T^2$

H : 湖岸における水表面振巾、 x, z 軸は 図の様にとる。

$$\text{近似計算から } T = 2\ell \left\{ \frac{\rho'}{\rho - \rho'} \cdot \frac{1}{g} \left(\frac{1}{h} + \frac{1}{h'} \right)^{\frac{1}{2}} \right\}, \quad \frac{\zeta'}{\zeta} = - \frac{\rho'}{\rho - \rho'} \left(1 + \frac{h}{h'} \right), \quad \frac{u'}{u} = - \frac{h}{h'} \quad \dots \dots (5)$$

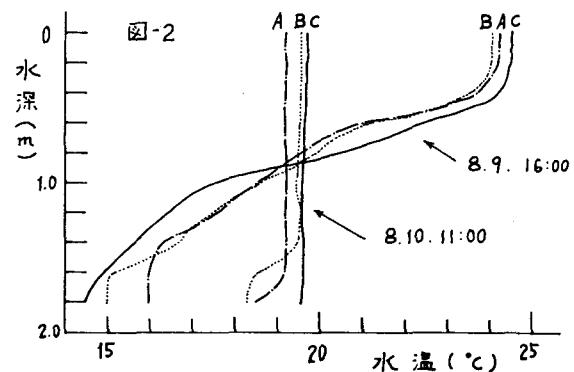
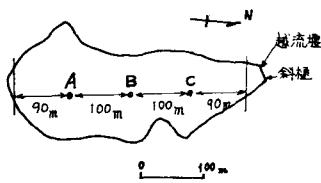
少々大胆ではあるが太野池を矩形と見なし、 $\ell = 380 \text{ m}$ 、 $h = 0.6 \text{ m}$ 、 $h' = 1.4 \text{ m}$ 、 $\rho = 0.99733 (24^\circ\text{C})$

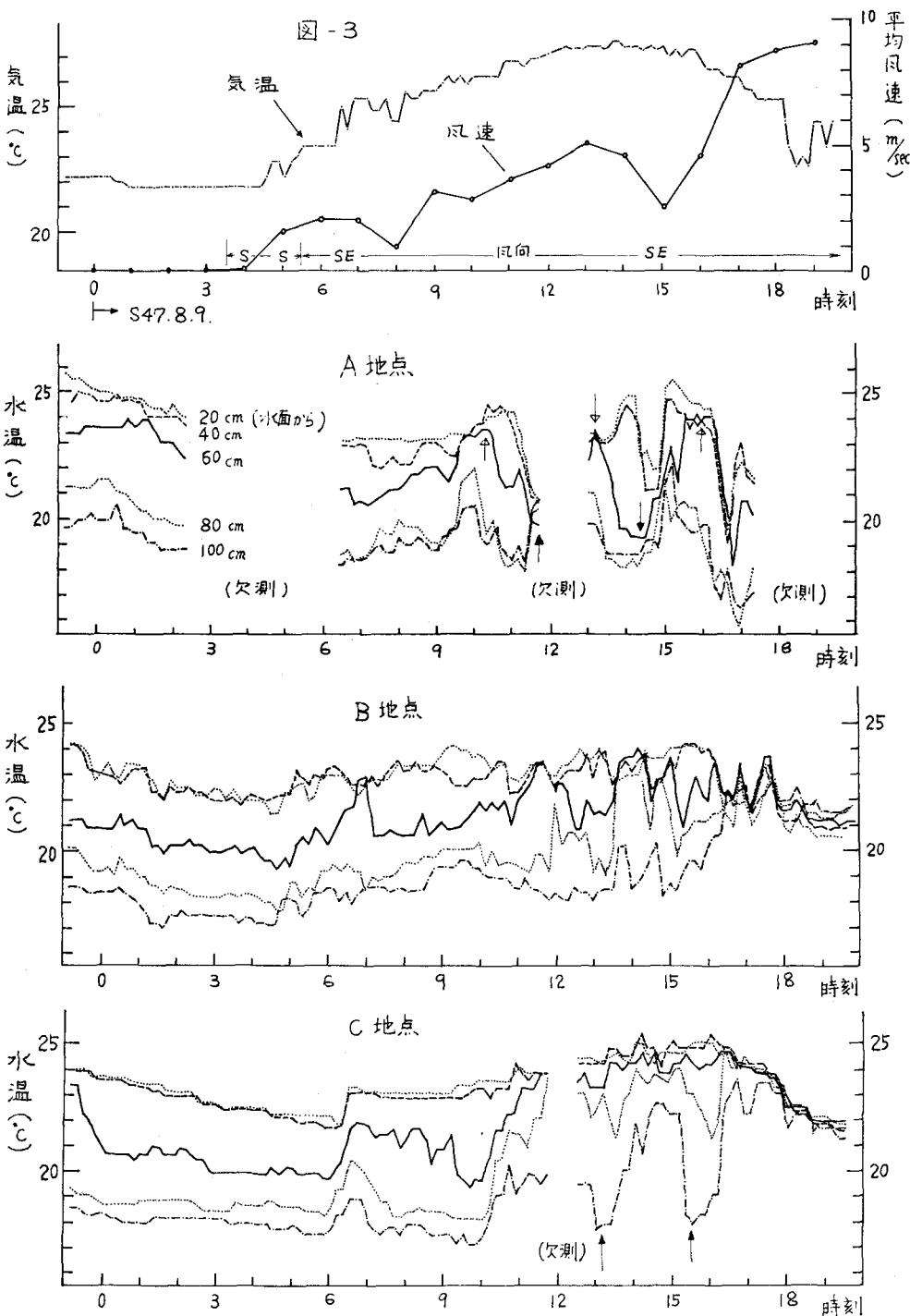
$\rho' = 0.99897 (16^\circ\text{C})$ を(5)式に代入すると、 $T = 2 \text{ 時間} 35 \text{ 分}$ 、 $\zeta'/\zeta = -870$ 、 $u'/u = -0.43$ を得る。

実測による周期(T)はA,C点の記録から(図-3中の4印及 u ↑印の時間差を平均)2時間37分と計算され(5)式による値とよく一致する。

θ を時刻 t 、水深 Z の水温、 w を水深 Z における水粒子の Z -方向速度とし、短時間を考えて熱拡散係数を無視すると熱量保存の方程式より $w = -(\frac{\partial \theta}{\partial Z}) / (\frac{\partial \theta}{\partial z})$ ……(6) が得られる。従って水粒子の Z -方向移動距離は近似的に $L = \int_z w dt$ ……(7) で与えられる。(6),(7)式を用いてA点の水粒子 Z -方向移動巾を求めるに $L_{z=90\text{m}} = 47.4 \text{ cm}$ を得る。但し図-3中に記した \downarrow へ \uparrow 印間で計算した平均値である。この値はA点での密度不連続面の昇降量を見られ、湖岸に換算すると $L_{z=0} = 64.4 \text{ cm}$ を得る。この値を(2)式に用いると ζ の振巾 $(1 - \frac{1}{B})H = 32.2 \text{ cm}$ 、これから $H = 0.037 \text{ cm}$ 、湖中央B点における上下層の X -方向最大平均流速は $u_{\max} = \pm 4.41 \text{ cm/sec}$ 、 $u'_{\max} = \mp 1.89 \text{ cm/sec}$ を得る。次に内部静振による躍層面の安定性を検討してみる。Keuleganは下層が静止している二層流の境界面の安定性を論じて、いわゆる Keulegan数 $\Theta = Re^{-\frac{1}{2}} \cdot F_i^{-\frac{2}{3}}$ ($\Rightarrow Re = u_i h_i / v_s$, $F_i^2 = u_i^2 / g \frac{\partial \theta}{\partial z} h_i$, 添字1,2で上下層の値を表示, v_s : 動粘性係数, $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$ である)を提案し $\Theta \leq 0.178$ で不安定、すなはち混合が起るとした。また Rouseは $Re \cdot F_i^{-\frac{2}{3}} \geq 440$ で不安定とした。内部静振では上下層が互に逆方向に流動しているが、 u_i として上下層の相対速度を採れば同じ指標を用い得る。従って u_i に湖中央B点における上下層最大速度差 $u - u' = 6.3 \text{ cm/sec}$ を与えると $\Theta = 0.0414$, $Re \cdot F_i^{-\frac{2}{3}} = 2350$ となり、いつれも不安定領域に入っていることを示している。内部静振では節となるB点にかなりの水温変動が見られるのは、この上下層の水平流動により誘起された内部波が一原因を与えているものと考えられる。内部波を起すもう一つの原因是上層厚がかなり薄いため表面波の乱れが躍層面まで達することによると思われる。風速が大となる17時以降は表面波の乱れが主原因で湖内を完全混合に至らめたと考えられる。

図-1 大野池平面図
及び測定地点





これまでに密度、流速とともに上下界面で一様として内部静振を考察してきたが、境界面の安定性を考える場合は Richardson 数が問題となるので、今後の課題として密度、流速の連続的変化を考慮すべきである。