

風による貯水池内部波の現地観測と数値計算

Field and Numerical Studies on the Wind-induced
Internal Waves in a Reservoir北海道大学工学部 正 員 大谷 守正 M. Ohtani
北海道大学大学院 学生員 岡村 敬二 K. Okamura
北海道大学工学部 正 員 八鎌 功 I. Yakuwa

1 はじめに

閉じた水域である湖沼や貯水池等において夏期に水温成層が発達することがよく知られている。この成層化した水域上を吹く風は表面静振、内部静振、吹送循環流、鉛直混合、内部波などの工学的に関心ある閉鎖水域特有の物理現象を呈する。最近に至って現地観測と相まって、多くの解析解や数値解あるいは模型実験等により研究が行われており湖沼、貯水池等の力学的特性が次第に明かにされ、水質問題と関連して風により生起する現象の解明がなされている。^{1), 2), 3), 4), 5)}

本研究は貯水池に生起する内部波の機構を明らかにすることを目的として貯水池の力学的特性を把握するため金山ダム貯水池を対象として風外力に対する水温成層場の応答特性や水温成層場に生ずる内部波の挙動を水温躍層の発達した夏期に水温鉛直分布の詳細な観測を行うことにより調べたものである。更に貯水池の内部波は風の吹送に伴う流動によって支配されるとして、貯水池内部波の数値シミュレーション解析を行い、風起因による貯水池の内部波について現地観測と比較検討したものである。

2. 現地観測

1). 金山貯水池の概要。金山貯水池は北海道のほぼ中央に位置し石狩川の最大支流である空知川を堰止めて作られた貯水池でその集水面積は470km²、湛水面積は9.2km²である。総貯水量は1.5億m³に及び、下流地域の農業用水の補給、上水道、発電、及び洪水調節に使用される多目的ダムである。貯水池の諸元を表1に、また貯水池の位置と平面図を図1に示す。図中の黒丸印は観測点を示す。

2). 観測方法。風応力に対する貯水池の内部波動を観測するため、1985年7月23日より11月30日まで、水温、風向、風速の連続観測を行った。

水温は貯水池の長軸方向に沿う図1のSta. 1、Sta. 2及びSta. 3の地点において観測した。Sta. 1ではダム堤体より約30m離れた最深部に近い地点で流木どめ係留ブイを使用し温度センサーを設置した。Sta. 3では橋の欄干から最深部を選び、ワイヤーを垂下し固定してワイヤーに添わせて温度センサーを設置した。両地点とも測定間隔を水表面より水深5mまで0.5m間隔、水深5mより10mまで1m間隔、10mより20mまで2m間隔にした。温度センサーとして熱電対型を用いた。Sta. 2では右岸より20m離れた地点にアンカーで固定したブイ

表1. 貯水池諸元

湛水面積	9.2 km ²
常時満水位	EL 345.00 m
最低水位	EL 320.00 m
有効水深	25 m
総貯水容量	150,450,000 m ³
有効貯水容量	130,420,000 m ³
堆砂および死水容量	20,030,000 m ³
洪水調節容量	51,400,000 m ³
計画洪水容量	1,000 m ³ /sec
計画放流量	240 m ³ /sec

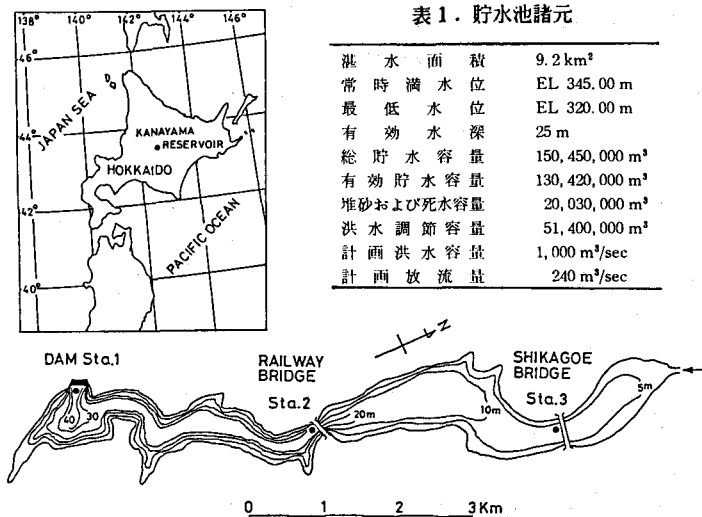


図1. 貯水池の位置、平面図及び観測点

にサーミスター温度計を垂下、設置した。温度の測定は表面、水深1m、3m、5m、7mとした。各観測点での温度は30分間隔でデジタル記録計に記録した。風向及び風速はダム堤体近くに設置してある既設の風向、風速計の他にSta. 2の橋の上、水面上約10mに設置し、2点間の風向、風速の違いを調べた。いずれもプロペラ型風向風速計で瞬時値を記録した。各測定点間の距離は旧河川の滞筋上でSta. 2はSta. 1より約3.8km、Sta. 3はSta. 2より3.5kmの距離にある。

3). 観測結果. 図2は水温年変化の一部を示すが年間を通じて大きな水位変動が見られるのが貯水池の特徴であり観測時の8月中旬には約30cm/dayの水位低下があった。金山貯水池では夏期には安定した温度成層が見られ一年間を通じての水温変化は停滞期と循環期を繰り返す、特に安定した温度成層は7月下旬から8月下旬近くまでである。図中の影の部分は観測期間中の測定結果をスペクトル解析した期間を示す。

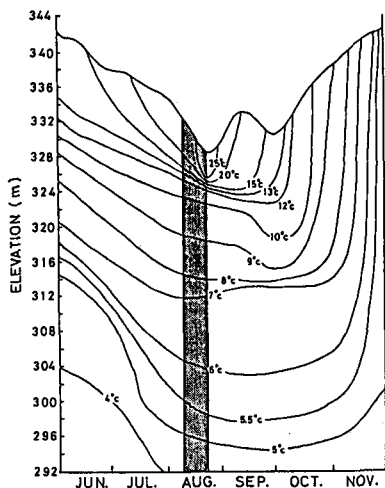


図2. 貯水池等温線変化図

図3は測定期間中の8月9日から18日までのSta. 1及びSta. 3の各水深の温度変化を示したもので図2の影の部分に相当する。表面水の温度変化は両観測点とも内部に比べて小さく、この変化は日射に伴う熱の授受によるものであろう。しかし両観測点とも深度8~10m近くまでは大きな温度変化が見られる。Sta. 1では水深2~3mでの温度変化が大きく温度差が1~2℃以上にも達しているのが見られる。水深8m以深では温度変化が小さく風起因による波動が及んでいないことを示している。Sta. 3ではSta. 1と同様に大きな温度変化が見られるが、Sta. 1に比べてその位置が深くなっている。またこれらの両地点で振幅の異なるのは図4に示すように貯水池縦断面が三角形をなして勾配を有し両端では水深が異なるためであろう。このようなことは自然湖沼では少ないと思われる。なおSta. 2での温度変化はsta. 1と同様であったがその振幅はSta. 1に比べて小さい。またSta. 1とSta. 3では振幅の位相が逆転している。

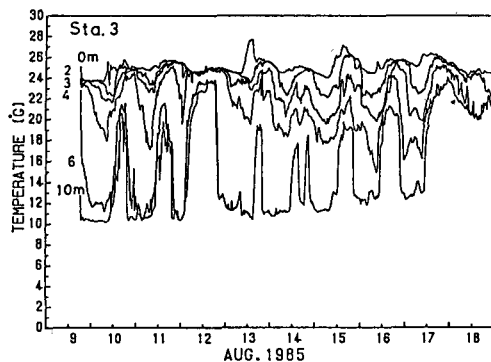
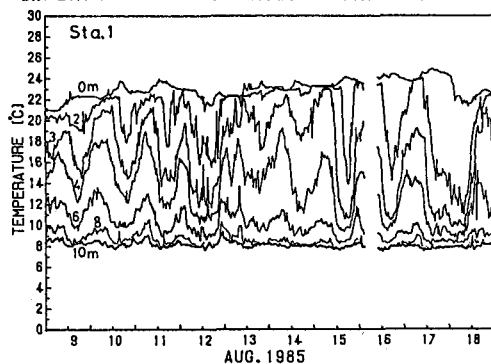


図3. Sta. 1及びSta. 3における水温の経時変化

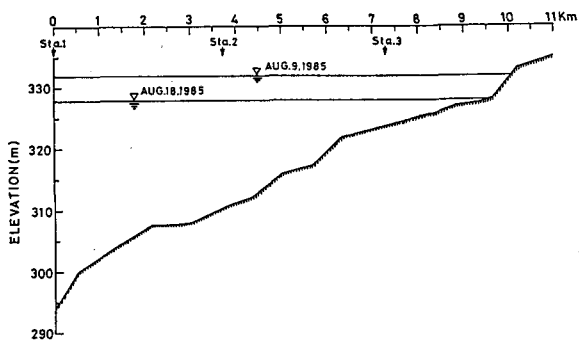


図4. 貯水池縦断面図

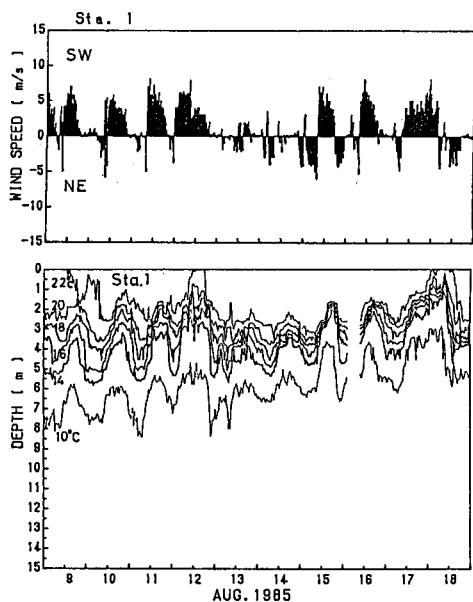


図5. Sta. 1における風速及び等温線図

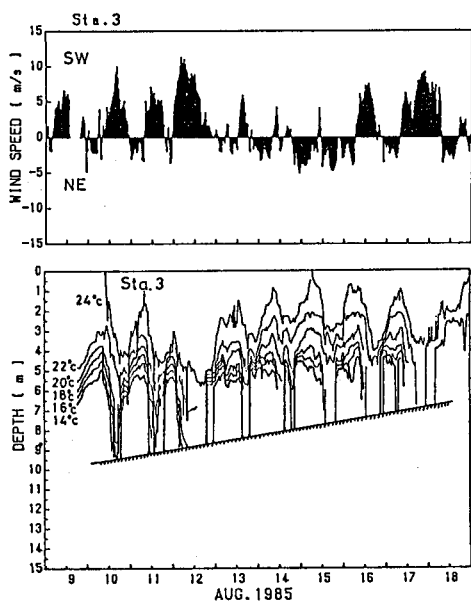


図6. Sta. 3における風速及び等温線図

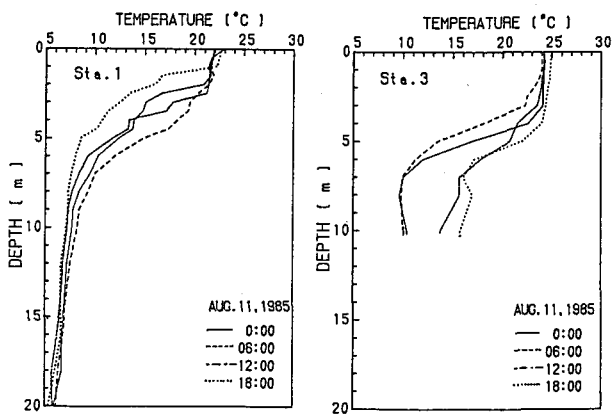


図7. Sta. 1及びSta. 3における水温鉛直分布

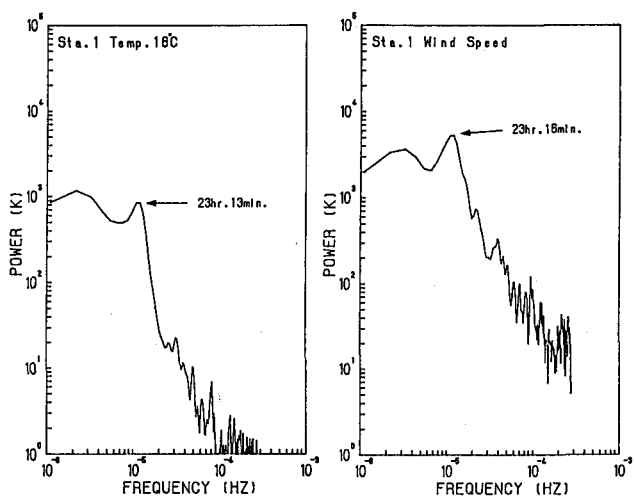


図8. Sta. 1における水温及び風速スペクトル

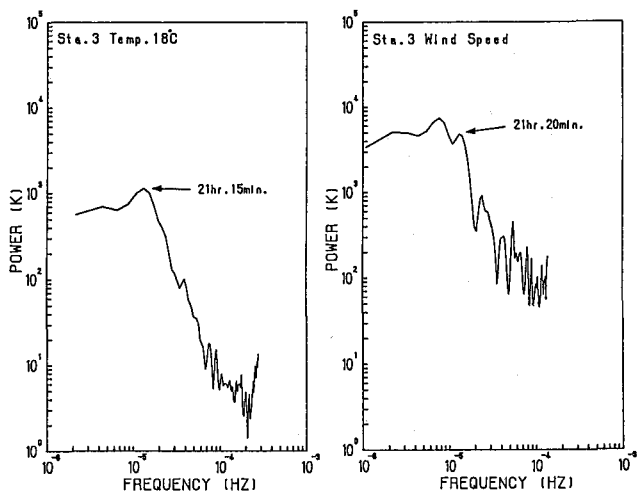


図9. Sta. 3における水温及び風速スペクトル

図5、図6は風速と水温鉛直変位を対比させたもので期間は図3と同じである。風向はダム堤体より上流に向けて吹く風をSW、その逆をNEとした。平均風速はSta. 1で2.8m/sec. Sta. 3で3.6m/secであった。またこれらの等温線は水温鉛直変位は水温センサー間の温度変化が直線的であるとして測定値より求めたものである。図よりSta. 1、Sta. 2とも水温鉛直変位は風速の変動に従って周期的変化をしており視察でも約一日周期に近いことがわかる。また図7に示すように深度の大きいSta. 1と深度の小さいSta. 3では水温鉛直分布の日変化も大きく異なっていることは注目に値する。風速と水温鉛直変位との関係を調べるためにスペクトル解析した結果が図8、図9である。Sta. 1の水温変動の周期23時間13分は風の周期23時間16分にほぼ合致する。同様にSta. 3での水温変動周期21時間15分は風の周期21時間20分に近くいずれも風の影響を強く受けているものと思われる。

2) . 2層モデルによる界面変動の数値計算

次に貯水池の水深変化、湖の形状、風の吹送による躍層変動を調べるため2層モデルによる数値計算を行い前述(図5、図6)の観測結果と比較した。

水温鉛直密度分布を上層 ρ_1 、下層 ρ_2 で各層内一定とし上層厚を h_1 とする。貯水池内の鉛直方向の圧力は静水圧と仮定し、水平2方向を x 、 y 、鉛直上方に z 軸をとり、上下各層の水平流速ベクトルを (u_1, v_1) 、 (u_2, v_2) 、水深を H 、水面、界面変位をそれぞれ η_s 、 η_i とすれば、 z 方向に積分した後、線形化された各層内流体の運動方程式は(1)式で与えられる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}_1}{\partial t} &= -gh_1 \frac{\partial \eta_s}{\partial x} + \frac{1}{\rho_1} (\tau_s)_x \\ \frac{\partial \bar{v}_1}{\partial t} &= -gh_1 \frac{\partial \eta_s}{\partial y} + \frac{1}{\rho_1} (\tau_s)_y \\ \frac{\partial \bar{u}_2}{\partial t} &= -(1-\varepsilon)g(H-h_1) \left(\frac{\partial \eta_s}{\partial x} + \varepsilon \frac{\partial \eta_i}{\partial x} \right) - \frac{1}{\rho_2} (\tau_b)_x \\ \frac{\partial \bar{v}_2}{\partial t} &= -(1-\varepsilon)g(H-h_1) \left(\frac{\partial \eta_s}{\partial y} + \varepsilon \frac{\partial \eta_i}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho_2} (\tau_b)_y \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{(上層)} \\ \text{(下層)} \end{array} \quad (1)$$

ここで g は重力加速度、 ε は $\varepsilon = (\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$ で定義される量、 τ_s 、 τ_b は表面及び底面単位面積に作用する応力で界面応力は無視した。また $\bar{u}_1$ 、 $\bar{v}_1$ 、 $\bar{u}_2$ 、 $\bar{v}_2$ は $u \sim v$ の積分流速で

$$\left. \begin{aligned} \bar{u}_1 &= \int_{-h_1 + \eta_i}^{\eta_s} u_1 dz, & \bar{v}_1 &= \int_{-h_1 + \eta_i}^{\eta_s} v_1 dz \\ \bar{u}_2 &= \int_{-H}^{-h_1 + \eta_i} u_2 dz, & \bar{v}_2 &= \int_{-H}^{-h_1 + \eta_i} v_2 dz \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

の関係がある。さらに z 方向に積分された連続の方程式から

$$\frac{\partial \eta_s}{\partial t} = \frac{\partial \eta_i}{\partial t} - \frac{\partial \bar{u}_1}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}_1}{\partial y}, \quad \frac{\partial \eta_i}{\partial t} = -\frac{\partial \bar{u}_2}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}_2}{\partial y} \quad (3)$$

が得られる。

ここに風速ベクトル w 、 ρ_a を空気密度として(1)式中の τ_s 、 τ_b を次式で評価した

$$\tau_s = 2.6 \times 10^{-3} \rho_a |w|^2, \quad \tau_b = 2.6 \times 10^{-4} \rho_2 \sqrt{u_2^2 + v_2^2} - \tau_s \quad (4)$$

また貯水池の境界面で法線方向の流速成分が0になる条件を満たし、水面、界面は一様な静止状態から風の吹送により振動を開始するとした。その際用いた ρ_1 、 ρ_2 、 h_1 の値は図10(a)、(b)の2ケースである。(a)、(b)共、水温分布の変曲点により界面位置を決め((a)は $h_1=4.0\text{m}$ 、(b)は $h_1=3.5\text{m}$)。 (a)では上下層の最大、最小水温、(b)では上下層の平均水温に対応する ρ_1 、 ρ_2 の値を用いた。貯水池全域を図11で示すように 3×8 のメッシュに分割し(1)、(3)を各メッシュと時間ステップごとの離散方程式に変換した。これらメッシュの x 、 y 方向の長さ Δx 、 Δy は $\Delta x=250\text{m}$ 、 $\Delta y=100\text{m}$ で時間ステップ $\Delta t=3.0$ 秒とすれば表面波の courant 安定性が十分満たされることが分かった。このとき10日間の数値計算に要する総時間ステップ数は28万8000である。

前述の観測結果から分かるようにSta. 1よりSta. 3における風速が平均的に大きいので局所風効果を取り入れるため x 方向24番目より下流に対してSta. 1の風速を、以上のメッシュに対しSta. 3の風速を水面上に吹かせた。

図12(a)、(b)は図10(a)、(b)のそれぞれの初期条件に対応した計算結果を観測による等温線(14, 18°C)と比較した結果である。図12(a)からわかるように両観測点とも風の強まりに従い3m程度の界面変動が生じその傾向はSta. 1での等温線変動と矛盾しない。また両観測点での計算値はほぼ位相が π だけずれている。またSta. 3(b)では計算値と観測結果の一致はあまりよくないが、変動の周期の計算値はほぼ21時間で観測値と矛盾しない。

図13は図10(b)の初期条件のように上下の密度差 ε を減じさせSta. 3での一致を再び討した図である。 ε の減少に伴い界面変動が増加したことがわかるが一致は良好とはいえない。しかし変動のオーダーは予想と矛盾しない。

なおSta. 3では水深8m程度と非常に浅くまた前述の水位変動からも分かるようにその水深は

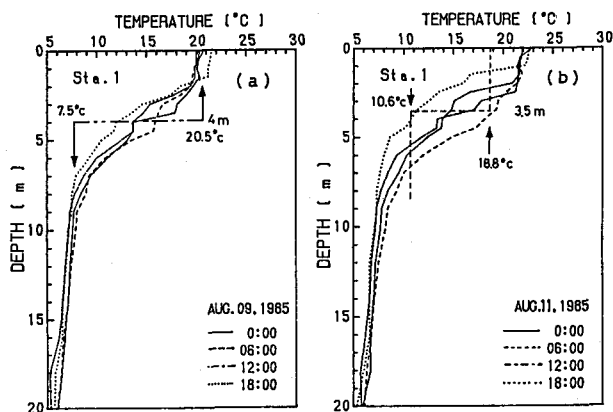


図10. 初期条件に用いた水温鉛直分布

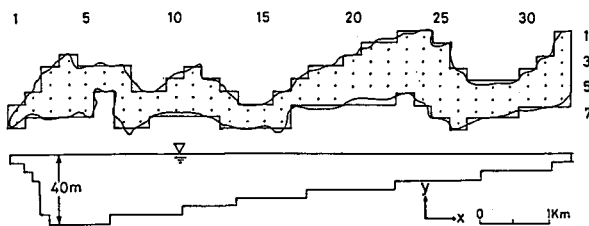


図11. 貯水池のメッシュ分割図

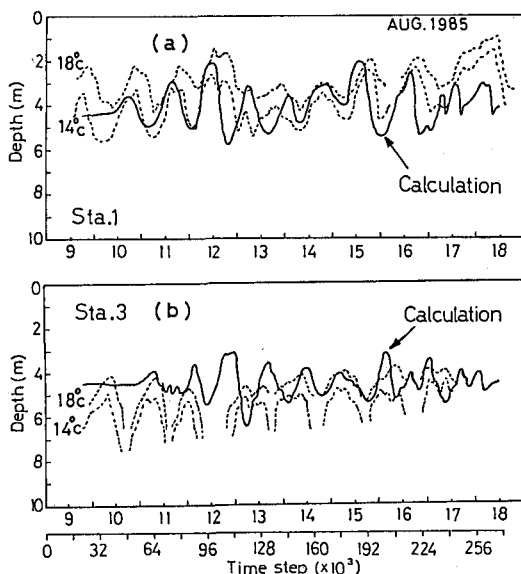


図12. 観測値と計算値の比較

常に変化しているので2層モデル中に層厚の時間的変化や変動の有限振幅性の効果なども更に考慮する必要があると考えられる。実際Sta. 3側に向かって水深が浅くなっており、最低次の界面振動の空間分布の計算値から振動の節が貯水池中央から上流端にずれること、上流端の変動量は下流端より大きいことが確認できた。この振動形態は三角断面を持つ湖の湖面振動と同様であろう。

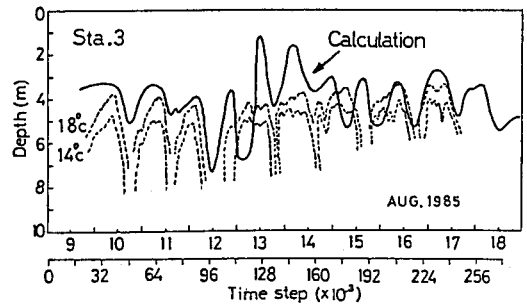


図13. 観測値と計算値の比較

4). 結論

ここで得られた結果をまとめると次のようである。

- (1). 風の吹送に伴い、風から自由表面に与えられるせん断力に対応して内部波動が生じるがこの振動は風の強弱による風の振動とほぼ一致し風による強制振動に近い観測結果が得られた。
- (2). 躍層付近の水温の長期定点観測から空間的な等温線図を求めた。図から内部波が見いだされた。内部波は三角形縦断面をもつ貯水池ではその両端で振幅、周期の相違が認められ、振幅は浅いところで大きい。周期はスペクトル解析の結果、深いSta. 1では浅いSta. 3よりも長い周期が観測されたが、いずれも風の周期に近いことから内部波に及ぼす風の強い影響が考えられる。
- (3). 2層モデルを観測結果に適用して非定常な風に対する内部波の応答を計算した。その結果、等温線変動と振幅の大きさはほぼ一致する傾向を得た。しかし三角形縦断面をもつ場合には両端で振幅の大きさが異なることより初期条件として深いところでの密度差を与えた場合に浅いところでは一致が良好ではない。このような場合には初期条件を比較する場所の密度差に近付けることで若干その傾向は改善される。

最後に本研究を進めるにあたりご協力いただいた金山ダム管理所の方々及び絶大なる御助力をいただいた北海道開発局中村興一氏に対し、ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 福島武彦, 村岡尋爾: 浅い湖におけるセイシュの観測とそのモデル化、第25回水理講演会論文集、pp.577-583、1981。
- 2) 村岡浩爾, 平田健正: 中禅寺湖の内部波、第27回水理講演会論文集、pp.179-184、1984。
- 3) 村岡浩爾, 平田健正: 中禅寺湖の内部波(2)、第28回水理講演会論文集、pp.327-332、1984。
- 4) 古本勝弘, 武政剛弘, 一ノ瀬和男, 藤川桂彦: 風による温度成層湖水の内部静振、第29回水理講演会論文集、pp.389-394、1985。
- 5) 古本勝弘, 武政剛弘, 葛田弘章, 一ノ瀬和男: 風に対する密度成層閉鎖水域の内部静振応答、第33回海岸工学論文集、pp.722-726、1985。
- 6) S.Kanari: Internal Waves in Lake Biwa(II), Bull. Disas. Prev. Inst., Kyoto Univ., Vol.22, Part 2 No.202, pp.69-96, 1973。
- 7) M.Ohtani, K.Okamura, I.Yakuwa: Wind Forced Internal Waves In a Reservoir, 22th Congress IAHR, Proceeding of Technical Session C1, pp.105-110, 1987。