

琵琶湖南湖の湖流と拡散に関する数値シミュレーション

岩佐 義朗・井上 和也・足立 敏之

NUMERICAL SIMULATIONS OF FLOWS AND DISPERSIVE BEHAVIOURS IN SOUTHERN PART OF LAKE BIWA

By Yoshiaki IWASA, Kazuya INOUE and Toshiyuki ADACHI

Synopsis

This study deals with the flow and the dispersive characteristics of two-dimensional flows in the southern part of Lake Biwa by means of the numerical simulation technique. The simulation models for advection, circulation, seiche and dispersion are developed in multi-level staggered difference schemes. The prevailing seiche of 4 hours period is evidently simulated. The circulation shows very interesting results in response to the wind directions. The results obtained are good realization of actual behaviours at least in terms of qualitative aspect. It is also evidenced that scattering, diffusion and effluence of injected materials are extremely influenced by the particular flow pattern produced mainly by the wind directions.

1. 緒 言

近年、貯水池あるいは湖沼・海洋などの空間的な拡がりの大きい場での流体運動およびそれに伴う各種の物質の滞留および拡散が、環境問題などと関連して重要視されるようになっており、現地における種々の観測や各種のシミュレーション・モデルによる研究が進められている。¹⁾²⁾ 本研究もそれらと同様であり、琵琶湖南湖を対象としたものである。琵琶湖に関しては、その大部分を占める北湖に重点を置いた研究が従来より行なわれているが、ここでは湖流だけでなく、物質の滞留・拡散がより問題化しつつある南湖に注目することにし、恒流、環流および静振といった空間的スケールが比較的大きい湖流の特性と物質の滞留および拡散の特性とを、数値シミュレーションによって考察しようとするものである。

周知のように、琵琶湖南湖の北端は北湖に接しており、また南端は琵琶湖疏水とともに琵琶湖の流出口となっている瀬田川につながっている。いま、南湖として琵琶湖大橋～近江大橋（後述の Fig. 4 参照）間を対象とすると、その湖面積および貯水量は、鳥居川量水標の 0 水位（T. P. 84.371m）に対して、それぞれ 57.9km² および $2.12 \times 10^9 \text{m}^3$ 、また、平均水深は 3.66m である。北湖と比較すると、湖面積は約 1/10、貯水量は 1/100 に相当している。南湖の長軸はほぼ NNE 方向で、その長さは 13.5km、平均幅は 4.3km である。南湖の湖底地形は湖盆形状をなしており、堅田湖峡（琵琶湖大橋地点）より坂本沖までは、水深は約 8m から 4m へと次第に浅くなっているが、最深部は西岸に偏っていて、湖岸傾斜も東岸が遠浅であるのに対し、西岸は急斜面となっている。

湖沼において流体運動を生ぜしめる要因としては、風や気圧の変化、密度の非一様性および河川の流入・流出など種々のものが挙げられている³⁾ が、ここで対象とする南湖についていえば、上記のような地形的特徴から、まず北湖から瀬田川へ流出する恒流的な成分が考えられ、これに風の影響が重なりと予想され、気圧の変化は南湖の大きさからみて考慮しなくてよいであろう。河川からの流入流量は、平水時にはほとんどなく、その影響は無視しようと考えられる。一方、観測によれば、琵琶湖大橋の近くでは、北湖の内部静振の南湖への侵入や、南・北湖間の密度流的な交流が認められている⁴⁾ が、これらの現象は比較的局所的なも

その基礎式としては、拡散物質の濃度が水深方向にほぼ一様であるとして、湖流に関するそれと同様に、物質の保存則を表す基礎式を水深方向に積分した次式が用いられる。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \frac{\partial C}{\partial x} + V \frac{\partial C}{\partial y} = K_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \quad (6)$$

ここで $C = \bar{c}(h + \zeta) = \int_{-h}^{\zeta} c dx$ (c : 拡散物質の濃度), $\bar{c}$: 水深方向に平均された濃度, K_x および K_y : 拡散係数である。拡散係数は拡散のスケールによって変化することが知られているが、南湖における種々の観測より推定された値の下限値である $K_x = K_y = 10^9 \text{cm}^2/\text{s}$ を⁴⁾、ここでは試算的に用いることにした。

式 (6) は、濃度分布が水深方向にほぼ一様であるとして導かれており、さらに拡散物質の湖底への沈降あるいは湖底からのまき上げは考慮されていないから、濁質のような拡散物質に対して式 (6) をそのまま適用することは問題であって、ここでのシミュレーションの結果に対してはそのような制約を考慮しておくなければならない。

2.3 差分式

式 (1) ~ (3) および式 (6) を数値計算する方法については、すでに多くの方法が発表されており、また最近では有限要素法による計算も行なわれているが、ここではそれらのうち、今里³⁾らが用いた multi-level の staggered scheme による差分法を用いることにした。この方法は、周囲の壁に直角な流量フラックスが 0 であることを容易に表現しうるものであり、また差分化そのものがかなり容易である上、計算時間および必要とされる記憶容量の面でも比較的良好とみなされる方法である。

まず湖流に関しては、流れの移流的变化が小さいとみなし、式 (1) および (2) の非線形項を省略した次式、

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -g(h + \zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + fN + \frac{1}{\rho} \{ \tau_x(s) - \tau_x(b) \} \quad (1)'$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -g(h + \zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} - fM + \frac{1}{\rho} \{ \tau_y(s) - \tau_y(b) \} \quad (2)'$$

を用いることにし、これらと式 (3) をつぎのように差分化する (Fig. 2)。

$$\frac{M_{i,j+1/2}^{n+2} - M_{i,j+1/2}^n}{2\Delta t} = -g(\bar{h} + \bar{\zeta})_{i,j+1/2}^{n+1} \frac{\zeta_{i+1/2,j+1/2}^{n+1} - \zeta_{i-1/2,j+1/2}^{n+1}}{\Delta s} + \bar{A}_{i,j+1/2}^n \quad (7)$$

$$\frac{N_{i+1/2,j}^{n+2} - N_{i+1/2,j}^n}{2\Delta t} = -g(\bar{h} + \bar{\zeta})_{i+1/2,j}^{n+1} \frac{\zeta_{i+1/2,j+1/2}^{n+1} - \zeta_{i+1/2,j-1/2}^{n+1}}{\Delta s} + \bar{A}_{i+1/2,j}^n \quad (8)$$

$$\frac{\zeta_{i+1/2,j+1/2}^{n+3} - \zeta_{i+1/2,j+1/2}^{n+1}}{2\Delta t} = -\frac{M_{i+1,j+1/2}^{n+2} - M_{i,j+1/2}^{n+2}}{\Delta s} - \frac{N_{i+1/2,j+1/2}^{n+2} - N_{i+1/2,j}^{n+2}}{\Delta s} \quad (9)$$

ただし、 Δs : x および y 方向の差分格子間隔, Δt : 時間の差分間隔であり、また

$$(\bar{h} + \bar{\zeta})_{i,j+1/2}^{n+1} = \frac{1}{2} \{ (\bar{h} + \bar{\zeta})_{i-1/2,j+1/2}^{n+1} + (\bar{h} + \bar{\zeta})_{i+1/2,j+1/2}^{n+1} \} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \bar{A}_{i,j+1/2}^n &= \frac{f}{4} (N_{i-1/2,j}^n + N_{i+1/2,j}^n + N_{i-1/2,j+1}^n + N_{i+1/2,j+1}^n) \\ &\quad + \frac{1}{2\rho} \{ \tau_x(s)_{i,j}^n - \tau_x(b)_{i,j}^n + \tau_x(s)_{i,j+1}^n - \tau_x(b)_{i,j+1}^n \} \end{aligned} \quad (11)$$

$$(\bar{h} + \bar{\zeta})_{i+1/2,j}^{n+1} = \frac{1}{2} \{ (\bar{h} + \bar{\zeta})_{i+1/2,j-1/2}^{n+1} + (\bar{h} + \bar{\zeta})_{i+1/2,j+1/2}^{n+1} \} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \bar{A}_{i+1/2,j}^n &= -\frac{f}{4} (M_{i,j-1/2}^n + M_{i+1,j-1/2}^n + M_{i,j+1/2}^n + M_{i+1,j+1/2}^n) \\ &\quad + \frac{1}{2\rho} \{ \tau_y(s)_{i,j}^n - \tau_y(b)_{i,j}^n + \tau_y(s)_{i+1,j}^n - \tau_y(b)_{i+1,j}^n \} \end{aligned} \quad (13)$$

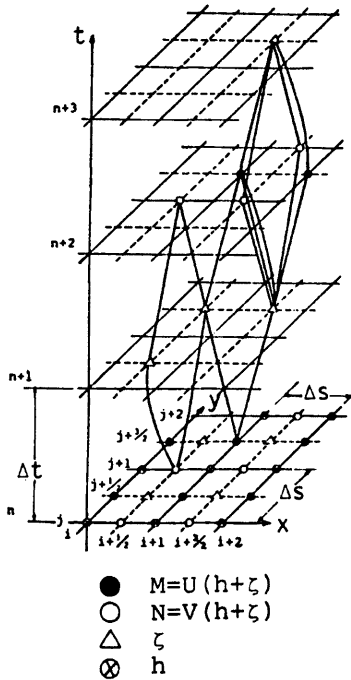


Fig. 2. Difference scheme for flows.

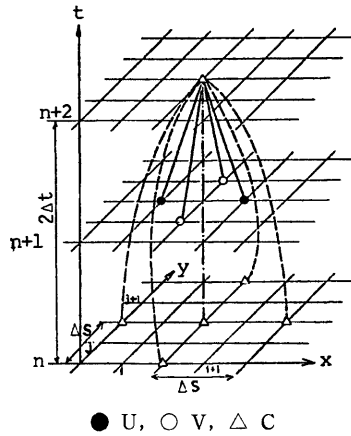


Fig. 3. Difference scheme for dispersion.

$$\bar{h}_{i+1/2, j+1/2} = \frac{1}{4} (h_{i, j} + h_{i+1, j} + h_{i, j+1} + h_{i+1, j+1}) \quad (14)$$

である。さらに、流速 U および V は次式から求められる。

$$U_{i+1/2, j+1/2}^{n+2} = (M_{i+1, j+1/2}^{n+2} + M_{i, j+1/2}^{n+2}) / 2 (\bar{h} + \zeta)_{i+1/2, j+1/2}^{n+1} \quad (15)$$

$$V_{i+1/2, j+1/2}^{n+2} = (N_{i+1/2, j+1}^{n+2} + N_{i+1/2, j}^{n+2}) / 2 (\bar{h} + \zeta)_{i+1/2, j+1/2}^{n+1} \quad (16)$$

一方、拡散に関しては、式 (6) をつぎのように差分化した (Fig. 3)。

$$\begin{aligned} \frac{C_{i+1/2, j+1/2}^{n+2} - C_{i+1/2, j+1/2}^n}{2\Delta t} &= -U_{i+1/2, j+1/2}^{n+1} \frac{C_{i+3/2, j+1/2}^n - C_{i-1/2, j+1/2}^n}{2\Delta s} \\ &\quad - V_{i+1/2, j+1/2}^{n+1} \frac{C_{i+1/2, j+3/2}^n - C_{i+1/2, j-1/2}^n}{2\Delta s} \\ &\quad + K_x \frac{C_{i+3/2, j+1/2}^n - 2C_{i+1/2, j+1/2}^n + C_{i-1/2, j+1/2}^n}{(\Delta s)^2} \\ &\quad + K_y \frac{C_{i+1/2, j+3/2}^n - 2C_{i+1/2, j+1/2}^n + C_{i+1/2, j-1/2}^n}{(\Delta s)^2} \quad (17) \end{aligned}$$

拡散の計算においては、差分化の影響や流速分布の状況に応じて、計算の途中で $C < 0$ が現われることが知られている²⁾が、これは物理的には意味がないので、そのような場合には直ちに $C=0$ とすることにした。さらに、拡散物質の総量が初期のそれに等しくなるように各計算ステップごとに補正²⁾を加えている。

計算にあたっては、南湖を Fig. 4 のような差格子に分割した ($\Delta s=500\text{m}$)。ここで、B1 および B2 は後述する流速計の設定点であり、また N1~N4 は、滞留・拡散の計算において、拡散物質であるトレーサーを投入した点である。計算の時間間隔は CFL 条件より $\Delta t=15$ 秒とした。

2.4 境界条件

Fig. 4 に示されているとおり、本研究で設定した境界は南湖の北端（琵琶湖大橋の近く）、南端（近江大橋の南）および湖岸の 3 種類である。湖流に関する計算では、そのそれぞれにつきの境界条件を与えた。

(i) 北端：堅田の水位

(ii) 南端：瀬田川の流量（宇治川発電所取水流量を含む）

(iii) 湖岸：計算の範囲内の水位変化に対しては江線の移動はないとした。すなわち、湖岸に直角な方向の流量フラックスは 0 とする。ただし、琵琶湖疏水取水口においては、取水流量に相当する流量フラックスがあるとした。また流入河川の流量はすべて無視する。

拡散の計算で用いられた境界条件は、湖岸においては $\partial C/\partial n=0$ (n : 湖岸に立てられた法線) とした。このことから、湖岸に関しては鏡像の原理³⁾ が導かれる。北端では北湖における濃度をつねに 0 とし、南端では $\partial^2 C/\partial n^2=0$ つまり濃度は直線的に変化するとした。北端における条件は、北湖に拡散した物質は南湖に再び戻ることはないとするもので問題はあがる、これを改めるには琵琶湖全域を対象としなければならないことになり、ここでの研究の範囲からそれることになる。後に示されるように、本研究で行なった拡散の計算では、北湖へ拡散する量は 0 とみなしうるほどわずかとなっているので、上記の境界条件で事実上差支えないようである。なお、疏水取水口では、取水による物質の流出フラックスを考慮することにした。

3. 湖流に関する計算結果

2 で述べたように、ここでのシミュレーションでは気象ならびに水理条件として、風（風向および風速）、瀬田川の流量および堅田の水位が考えられている。この節では、これらの条件の変化と湖流の特性を数値計算の結果より述べることにする。

3.1 静振

気象・水理条件を一定に保ったときの定常的な湖流を求めるのに、まず出発値として南湖全域において $M=N=0$ および水位はすべて堅田でのそれに等しいとして、つきに与えられた気象・水理条件のもとでの非定常な計算を式 (7) ~ (9) に従って進めた。いま、平水時に近い水理条件として瀬田川の流量が $80\text{m}^3/\text{s}$ 、琵琶湖疏水の取水流量が $20\text{m}^3/\text{s}$ 、堅田の水位が T.P.84.371m のときで、風として西 2m/s が南湖全域に一樣に吹くという条件のもとで上記の計算を行なった結果より、琵琶湖大橋（北端）での流量（流入流量および、南流を正とする）と計算の経過時間との関係の一部を示したのが Fig. 5 である。この図より、まず、流量の変動には 4 時間の周期が卓越していること、流量は平均的にみて南湖からの流出流量（瀬田川の流量と琵琶湖疏水の取水流量の和で、この場合 $100\text{m}^3/\text{s}$ ）に次第に収束していること、しかし出発値から 30 時間（計算ステップ数にして $30\text{時間}/2\Delta t=3600$ ステップ）を経過してもなお定常状態に達していないことが特徴として指摘される。最初の 4 時間の周期の変動は、従来より南湖において卓越して現われることが認められている

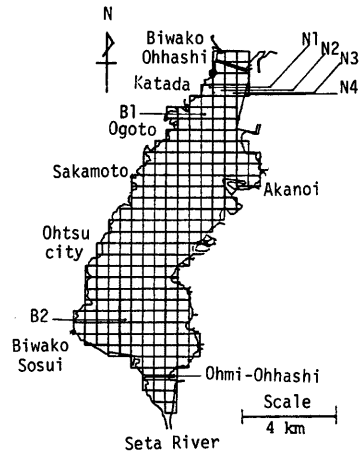


Fig. 4. Networks of southern part of Lake Biwa.

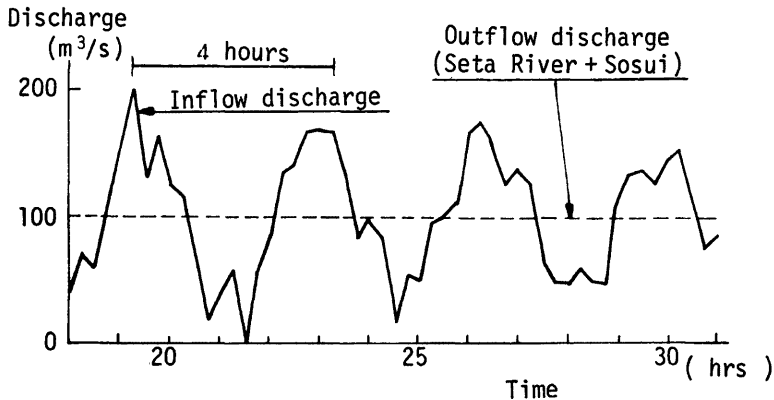


Fig. 5. Temporal variation of inflow discharge (Stage at Katada: T.P. 84.371 m, Wind: W 2 m/s).

静振³⁾に対応するもので、ここでの計算の妥当性を裏づける成果の一つであろう。第2の点は、流入流量と流出流量が平均的にみて釣合っていることを示すもので、計算上水量の連続性が保たれていることを示唆している。第3の点は、静振の減衰が計算ではきわめて緩やかなことを示しているが、後述する観測結果からみれば静振は実際にはもう少し速く減衰するようであるから、この点は今回の計算の問題点で、湖底および水表面における摩擦係数の値のとり方および非線型項を省略したことが、今後検討を要する課題であろう。

南湖の静振については、上記の4時間周期のもの他に、60~70分周期の静振も、観測⁴⁾や今里らの計算⁵⁾によって認められている。しかし、今回の計算ではそのような周期の変動は現われていないようである。その理由についてはさらに検討を要すると思われるが、その一つとしてここでの計算では北端の水位は与えられた値に固定されているため、北端を節とする静振だけが計算されることが挙げられよう。

3.2 平均的な湖流

Fig. 6は上述のような計算結果から、出発値より20時間~31時間にわたる計12時間の計算値を15分ごとにサンプリングしてその平均をとった結果の湖流を、各風向ごとに示したものである(水理条件および風速は3.1と同じである)。この図より、風向の変化により湖流の特徴は大きく異なることが分る。すなわち、NW~Eの風向のときには南下する流れは東岸に偏り、西岸には北上する流れが現われ、全体として時計回りの環流が見られるのに対し、風向がSE~Wでは上と全く逆に南下する流れは西岸に偏るとともに東岸に北上する流れが発生し、反時計回りの環流となっている。また、このような特徴は、南湖の長軸方向と風向がほぼ一致するNEおよびSWのときに最も典型的に現われている。琵琶湖の環流としては、北湖の北部に発生することがよく知られており、地衡流として取扱うことが可能とされている⁵⁾が、Fig. 6にみられる環流は、風向に応じてその向きが変化するように、風の影響の著しいことが明らかであり、吹送流と湖底地形の影響によって発生したものみなされる。すなわち、Csanady⁶⁾は細長い湖の中央部における吹送流は、水深が比較的浅い部分では風と同じ向きに流れ、逆に水深が比較的深い部分では風とは逆の向きに流れることを近似的に導いているが、Fig. 6にみられる南湖の中央部における湖流の特徴は、比較的遠浅である東岸側に風向と同じ向きの湖流が発生し、水深の大きい西岸側ではその逆であるとまとめられるから、結局上記のCsanadyの考え方によって、風向の変化による中央部の環流の変化が説明されることになる。また、このような環流の向きの変化によって、北湖から瀬田川へ流下する恒流成分の大きい部分が、西岸側あるいは東岸側に偏ることになったものと考えられる。

Fig. 6は、瀬田川の流量が平水時に近い80m³/sの場合の結果であるが、出水時で瀬田川の流量が大きく

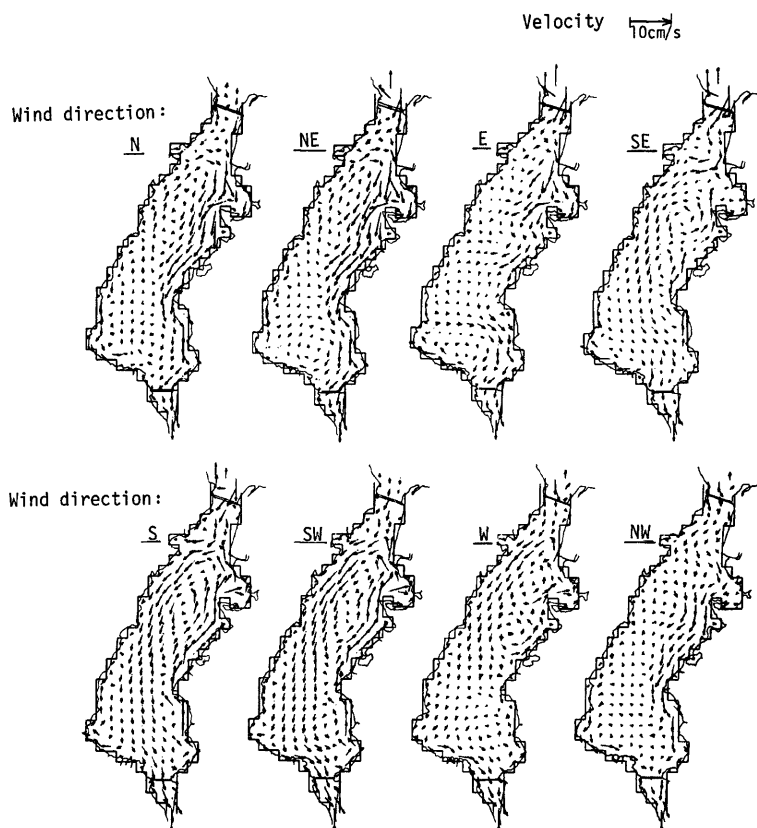


Fig. 6. Flow pattern and wind direction (Discharge of Seta River: $80 \text{ m}^3/\text{s}$, Discharge of Biwako-sosui: $20 \text{ m}^3/\text{s}$, Stage at Katada: T.P. 84. 371 m, Wind: 2 m/s).

なった（たとえば $700 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度）場合には、南下する恒流成分が相対的に大きくなり、環流は消滅することがある。⁴⁾ しかし、そのような場合でも、風速が大きく（ 5 m/s 程度）なれば、風向によっては、環流が現われることがある。⁷⁾ したがって、以上をまとめれば、南湖の平均的な湖流は、瀬田川の流量、風速および風向の影響を強くうけ、とくに環流の形成ならびにその向きについては風の影響が著しいといえよう。環流の存在は南湖内での物質の滞留に大きい効果を及ぼすと考えられ、それが風の影響を強く受けることは南湖の水理を考える上で注目すべき点であろう。

つぎに Fig. 6 において、琵琶湖大橋の断面では東岸側に南下する流れの現われることが多く、西岸側では逆に北上する流れが多くみられることが特徴として挙げられる。このような傾向は、琵琶湖大橋の橋脚に設置されている計 7 台の流速計による実測値にみられる傾向と定性的に一致するものであるが、一方琵琶湖全域を対象とした今里⁹⁾らの計算では、上と逆の傾向が見いだされている。この付近の湖流は、南・北湖間の水の交換にとって重要な因子であるから、上述の差違については今後さらに検討が必要である。

南湖における湖流の平面的な分布の観測例として、南湖にほぼ一様に散布された漂流板を、航空写真上で追跡して求められた結果⁹⁾の一例が Fig. 7 である。この図にみられる環流は、Fig. 6 の風向が SE~SW の場合と似た結果となっている。Fig. 7 の観測が行なわれたときの瀬田川の流量は約 $700\text{m}^3/\text{s}$ で、水理条件が Fig. 6 と全く異なるので直接的な比較は難しいのであるが、Fig. 7 の観測の前日には $2\sim 3\text{m}/\text{s}$ の南寄りの風が12時間にわたって続いており、その結果、図のような環流が発生したものと数値計算の結果から推測することができる。

3.3 非定常な条件下での湖流

以上の計算では、気象(風)および水理条件を定常としたいわば仮想的な状態が考えられており、実際の非定常な条件のもとでの湖流は検討されていない。つきに、上記の条件を実測値より時系列として非定常に与えた場合のシミュレーションを行ない、実測値と比較する。南湖における水理量の観測として連続的に行なわれているのは、Fig. 4 の範囲内では、先に挙げた琵琶湖大橋の橋脚に設置された7台の流速計による流速、堅田および三保ヶ崎の水位ならびに瀬田川の流量と琵琶湖疏水の取水流量である。また風に関しては、堅田や大津市消防署などで連続的な観測が行なわれている。これら観測資料を用いて、ここで計算の対象とした期間は、南湖内の数点に流速計が設置され、湖内の流速の観測値がある1971年11月10日1時から同年11月15日24時までである⁹⁾(計算で必要とされる条件のうち、風については堅田の資料を用いることにし、堅田での風が南湖全域に一様に吹くものとしている)。

Fig. 8 は、計算に用いた条件と、琵琶湖大橋の流速計のうち東岸側上層の流速計による流速の実測値、ならびに琵琶湖大橋の断面での流量の計算値と三保ヶ崎の水位の計算値をまとめて、上記の期間の一部について示したものである。琵琶湖大橋での流量の計算値が11月11日の午後から4時間の周期で大きく変動しているのは、同日の午後から $10\text{m}/\text{s}$ に達する北風によって静振が発生したためと考えられる。琵琶湖大橋での流量が先述の7台の流速計のうちのいずれに最もよく対応するかは問題であるが、大きい静振の発生しているときに、流量の計算値と流速の実測値との変動の周期および位相がほぼ一致していることは注目すべきであろう。しかし、流速の実測値からみれば、静振が減衰しているとみられる11月13日にも、計算では相当の静振が発生していることは、3.1 で述べた静振の減衰の緩やかなことと考え合わせれば、ここでの計算方法がやや“揺れやすい”ものであることを示しているようであり、前述のように湖底および水表面における摩擦および非線形項の効果の検討が必要と思われる。

三保ヶ崎の水位は堅田のそれとは異なり、大きな変動を示しているが、これは静振の腹にあたるためと考えられる。ただ、三保ヶ崎の水位に関しては実測値が十分でなく、計算値との比較の対象とはなしがたい。

Fig. 9 は、Fig. 4 の B1 および B2 点に設置された流速計による流速の実測値と計算値とを、大きい静振の発生している11月12日を中心に比較したものである。計算値が滑らかな変化を示しているのに対し、実測値ではかなり高周波の変動までとらえられている。しかし、流向の変化および平均的にみた流速の大きさについては両者はほぼ一致しているといつてよく、実際の流況が計算によってかなり良く再現されているものとみなされる。11月12日13時~13日0時の B1 点の U および V をみると、計算値および実測値とも約4時

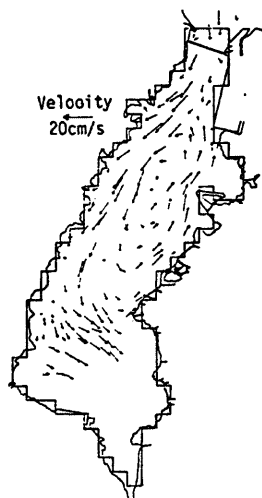


Fig. 7: Flow pattern measured by float routing (9:00 a.m.~11:00 a.m., Sept. 17, 1976).

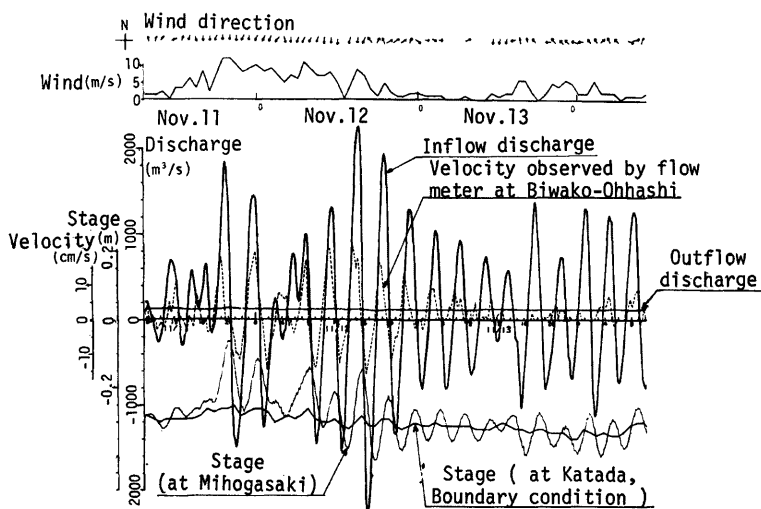


Fig. 8. Boundary conditions and computed results (Nov. 11~Nov. 13, 1976).

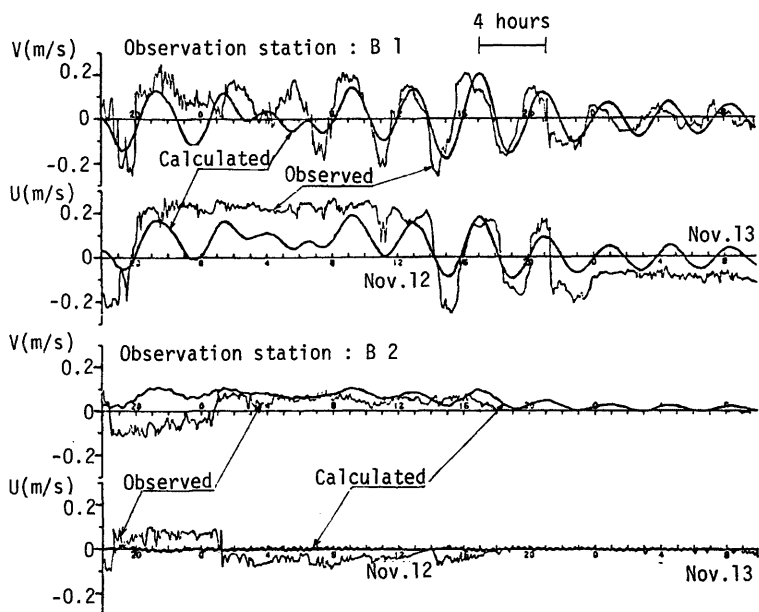


Fig. 9. Comparative representations of velocities at B1 and B2 stations.

間の周期の変動を示しており、先述した静振による変動と考えられる。一方、B2 点（浜大津沖）では、静振の発生時にもきわめて小さい流速しか認められず、とくに 12 日 16 時以降の U は計算値および実測値ともほぼ 0 となっている。これは、Fig. 6 にもみられるように、この点が南下してきた流れが瀬田川へ流出する際の変向点にあたっているためと考えられ、南湖において特異な点となっていることがうかがわれる。

以上本節で述べたことから、計算値と実測値とは少なくとも定性的に一致すると考えてよく、とくに南湖において卓越する 4 時間の周期の静振は計算によって明瞭に再現されており、この程度の時間スケールの現象は計算によって十分表現しうるといえることができる。

4. 湖水の滞留・拡散の計算

南湖における湖水の滞留・拡散特性を見るため、Fig. 4 に示される N1～N4 の点に拡散物質としてのトレーサーを一樣な濃度で投入した場合を想定し、トレーサーの拡散の計算結果より、平面的な濃度分布の時間的な変化、瀬田川、疏水および北湖へ流出する拡散物質のフラックスとその積算値および南湖内の滞留量の変化を求めることにする。流れの場合は定常であるとし、Fig. 6 のうち風向が南湖で比較的卓越している NE および W の場合の湖流を用いて計算を行なった。また、初期の拡散物質の濃度は 1 とした。

4.1 濃度分布の変化

Fig. 10 は風向が NE の場合について、トレーサー投入後 24、72 および 240 時間後の濃度分布を示したものであり、Fig. 11 は風向が W の場合の同様の結果である。風向が NE の場合、湖流図からも予想されるように、トレーサーは東岸に偏った強い南下流に伴われて流下しており、西岸の方にまでは達していないこと、および時間が相当経過しても赤野井湾およびその沖で比較的高い濃度が続き、これが環流の影響とみられることが特徴として挙げられよう。一方、風向が W の場合、南下する流れは西岸に偏ってはいるがその強さは比較的小さいため、トレーサーは西岸に偏ることなく全域に拡がる傾向を示している。また、時間がかなり経過しても北端の方に高い濃度を示す部分があり、これも環流の影響とみなされる。以上から、ト

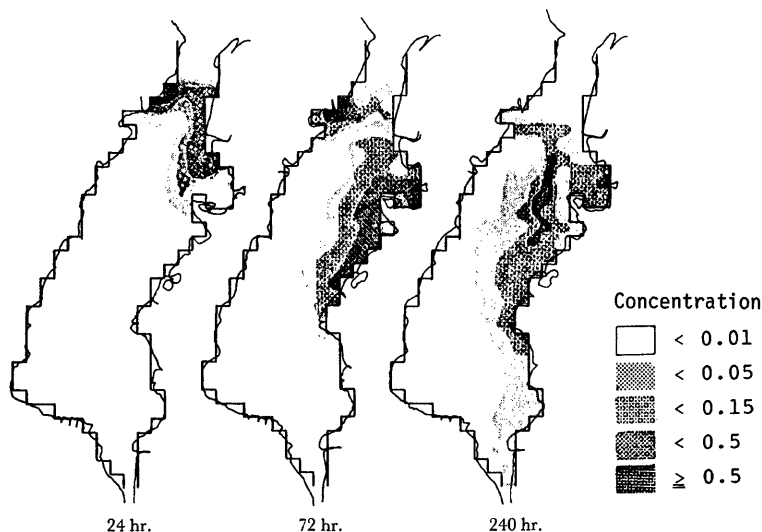


Fig. 10. Concentration distribution (Wind: NE 2 m/s).

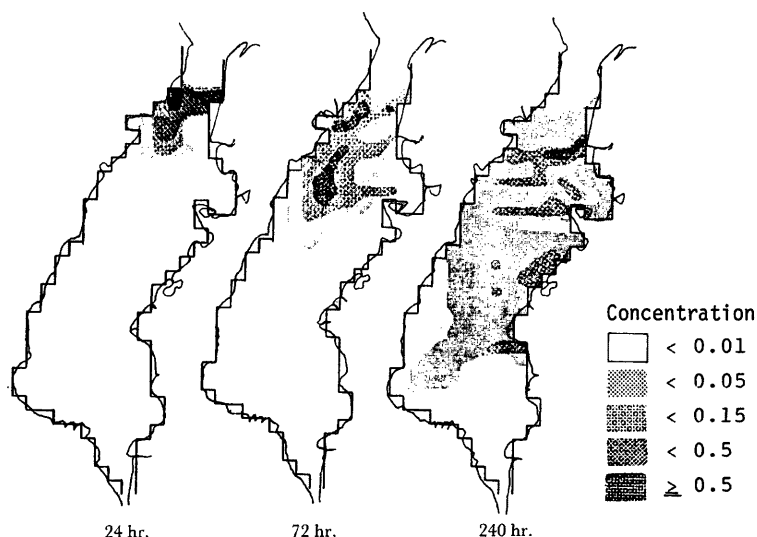


Fig. 11. Concentration distribution (Wind: W 2 m/s).

レーサの分布には南下する流れによる移流と拡散の効果とが複合して現われ、風向が NE の場合のように南下する流れによる移流効果が比較強いときと、風向が W の場合のように必ずしもそのようにはみられないときがあることが分る。さらに、これに環流による移流効果が重なり、Fig. 11 では濃度の高い部分が環流に伴って移動している様子がうかがえる。このように南湖内でのトレーサの分布は湖流の分布に応じて複雑な様相を呈しながら変化していくことが知られる。前に述べたように湖流は風の影響を強く受けており、したがって、南湖における物質の拡散にも風が強く影響するといえることができる。

4.2 滞留特性

Fig. 12 はトレーサの流出フラックスとその積算値および滞留量の時間的変化を示したものである。いずれの図においても、上記の諸量は滞留量の初期値つまり初期に投入されたトレーサの総量で正規化されている。また、北湖への流出フラックスおよびその積算値は実際上 0 であったので省略されている。この図より、まず風向が NE の場合には瀬田川への流出フラックスは投入後 12~18 日*で最大値に達するが、その後の減少が早く、28 日以降はほとんど 0 となっている。つまり投入後 30 日程度以降では瀬田川への排出がほとんど行われず、その結果滞留量の減少はきわめて緩やかになる。Fig. 13 はこの場合の投入後 50 日目の濃度分布であるが、明らかに雄琴から堅田の沖に高濃度の部分が残留しており、トレーサが環流に捕捉された結果とみなされる。一方、風向が W の場合、瀬田川への流出は NE の場合ほど速くなく、投入後 32 日程度で最大値に達するが、その値も NE の場合ほど大きくない。しかし、その後も流出フラックスは急激に減少することはないので、滞留量は徐々にではあるが NE の場合より速く減少していく。Fig. 14 は、W の場合の 50 日目の濃度分布を示したものであるが、Fig. 13 と比較すれば明らかなように、この場合にはトレーサは全域にかなり一様に分布しており、その結果瀬田川への排出が持続するものと考えられる。

Fig. 12 は南湖における滞留特性（水そのものの滞留と考えることもできる）を示すもので、それが上述

*) 単純な滞留の時間スケールとしては、南湖の貯水量をこの場合の流出流量で除した値、すなわち、 $2.18 \times 10^8 \text{ m}^3 / (100 \times 86400 \text{ m}^3 / \text{日}) = 24.5 \text{ 日}$ が考えられる。

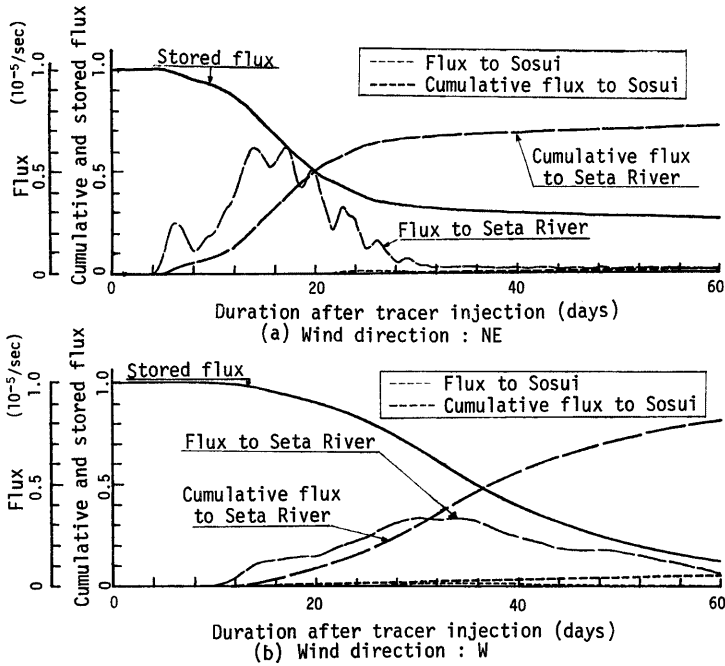


Fig. 12. Temporal variations of concentration flux, cumulative flux and stored flux (Wind: 2m/s).

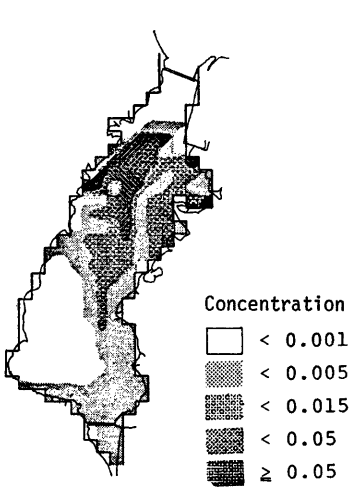


Fig. 13. Concentration distribution after 50 days (Wind: NE 2 m/s).

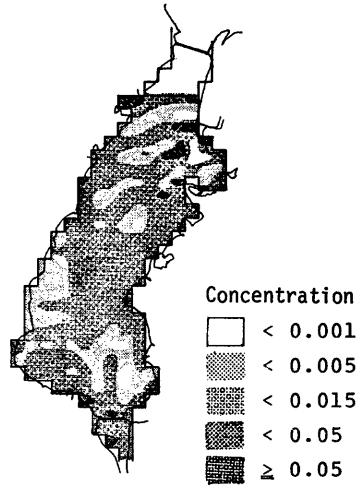


Fig. 14. Concentration distribution after 50 days (Wind: W 2 m/s).

のように風向によってかなりの差違を示すことは、湖流の特性とともに南湖の水理を考えるときに重要な示唆を与えるものといえよう。

なお、いずれの場合も疏水への流出フラックスは瀬田川へのそれに比して小さく、滞留を考えるのにはほとんど問題とならない程度となっている。

5. 結 言

以上、琵琶湖南湖における湖流と物質の滞留・拡散の特性を、数値シミュレーションによって考察してきた。そのうち、湖流に関しては、計算値と実測値は少なくとも定性的に一致するとみてよい結果が得られた。それらをまとめれば、つぎのようである。(i) 4時間の周期の静振は計算によってよく再現されたが、その減衰は実測値より遅い。湖底および水表面の摩擦および非線型項の効果の検討が今後の課題とされる。(ii) 南湖の湖流の分布は、吹送流と湖底地形によって特徴づけられ、風向に応じて時計回りあるいは反時計回りの環流が形成されるとともに、これに瀬田川の流量の影響が重なることが知られた。(iii) 南湖の北端の流量の計算値および南湖内の流速の計算値から、4時間程度以上のスケールの変動はよくとらえられることが分った。また浜大津沖は流れの変向点になっており、南湖において特異な点になっていることが見い出された。

一方、滞留・拡散に関しては、実測資料がほとんどないため、計算値との比較は行なわれなかったが、計算結果より、拡散物質の分布は、湖流の分布によって複雑な様相を呈することが分った。また滞留特性も湖流の分布によって著しく異なることが見い出された。湖流の分布は、上述のように、風の影響を強く受けており、これらの結果から、湖流および物質の滞留・拡散といった南湖の水理にとって、風が重要な因子となっていると結論されよう。

最後に、各種の実測資料などの収集にあたって多大の便宜を図っていただいた建設省琵琶湖工事事務所および水資源開発公団琵琶湖開発事業建設部の各位に謝意を表するとともに、計算ならびに作図に援助をいただいた大学院学生吉田英信君に感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) たとえば、岩佐義朗・松尾直規・遠藤正昭：洪水時における貯水池の成層破壊について、京都大学防災研究所年報，第20号 B, 1977, pp. 259-270.
- 2) 堀口孝男：汚染物質拡散の数値解法について，第16回海岸工学講演会講演集，土木学会編，1969, pp. 185-193.
- 3) 今里哲久・金成誠一・国司秀明：琵琶湖の水の流動に関する数値実験的研究，京都大学防災研究所年報，第14号 B, 1971, pp. 451-464.
- 4) 建設省琵琶湖工事事務所，水資源開発公団琵琶湖開発事業建設部，防災研究協会：昭和52年度琵琶湖南湖の水理と数値予測に関する検討業務報告書，1978.
- 5) 岡本 巖・森川光郎：密度分布より見たびわ湖の湖流について，陸水学雑誌，Vol. 22, 1961, pp. 193-200.
- 6) Csanady, G. T.: Hydrodynamics of Large Lakes, Annual Review of Fluid Mechanics, Vol. 7, 1975, pp. 357-386.
- 7) 岩佐義朗・磯久礼志・村田直人：琵琶湖南湖の水理学的特徴，第32回土木学会年次学術講演会講演概要集，II, 1977, pp. 471-472.
- 8) 建設省琵琶湖工事事務所，水資源開発公団琵琶湖開発事業建設部：昭和51年度琵琶湖南湖湖流航空写真撮影作業報告書，1977.
- 9) 建設省琵琶湖工事事務所，水資源開発公団琵琶湖開発事業建設部，三洋水路測量株式会社：琵琶湖南湖湖流定点観測作業報告書，1977.