

京都大学大学院 学生員 阿部 徹
京都大学工学部 正 員 岩佐 義朗
京都大学工学部 正 員 井上 和也

1はじめに: 本報は、琵琶湖の湖流を数値解析する第一歩として、鉛直方向に3層に分割したいわゆる3次元モデルを適用し、風の吹寄せおよび湖面からの熱流入の効果に注目し、実際の複雑な湖流現象のうち、最も基本的な吹送流系、密度流系およびそれらの共存系を対象として、受熱期および放熱期における湖流、とくに北湖における環流の発生に着目して、大西の方法¹⁾を用いて数値シミュレーションを行ったものである。

2基礎方程式: x, y, z 軸は右手系直交座標で、 z 軸は鉛直下向きとする。 u, v, w はそれぞれ x, y, z 方向の平均流速、 ζ は水位の基準平衡水位からの鉛直上向き変位、 B は浮力、 ρ は水の密度、 ρ_0 は水の基準密度 (1000 kg/m^3)、 A_v は各々鉛直滑動粘性係数、水平滑動粘性係数、 K_h, K_v は各々鉛直滑動拡散係数、水平滑動拡散係数、 f はコリオリパラメータ、 g は重力加速度である。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_h \nabla_h^2 u \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_h \nabla_h^2 v \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + B \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \zeta B &= K_v \frac{\partial^2 \zeta}{\partial z^2} + K_h \nabla_h^2 \zeta \end{aligned}$$

ただし、 $\nabla_h^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$
 $p = \rho_0 g (\zeta + z) - \rho_0 \int_0^z B dz, \quad B = \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} g$

境界条件は、湖面 $(z=0)$ では $\zeta = -(w + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y})_{z=0}, -\rho A_v (\frac{\partial \zeta}{\partial z})_{z=0} = (\tau_x, \tau_y), -K_v \frac{\partial \zeta}{\partial z} = Q_s$ とする。ここで τ_x, τ_y は風の応力の x, y 成分、 Q_s は湖面に入る浮力フラックスである。一方、湖底 $(z=-1)$ では $w=0, \rho A_v (\frac{\partial \zeta}{\partial z})_{z=-1} = (\tau_x^b, \tau_y^b)$ とする。ただし、 τ_x^b, τ_y^b は湖底での摩擦応力の x, y 成分である。陸岸では $u=v=0$ である。

数値計算手法は大西¹⁾のそれによったので、詳細は省略する。

3計算条件: 琵琶湖全域を対象とし、水平格子間隔を 1 km 、鉛直方向には最大層数で3層となるように分割を行い、1200ステップ ($1200000 \text{ 秒} \approx 8.3 \text{ 日}$ に相当、 $\Delta t = 600 \text{ 秒}$) まで計算した。流出河川は瀬田川と疏水の2川であり、それらの流量は年間平均値を与え、流入河川については琵琶湖の貯水量が一定に保たれるという前提のもとに流出流量と同量が流入するとし、主な河川の流域面積に比例した流量をその河口地点に対応する格子点に与えた。湖面に入る浮力フラックスについては、定常的な湖流の計算を試みる上で、成層化に至る過程においては正の浮力フラックスとして $2.0 \times 10^4 \text{ cm}^3/\text{s}$ (湖面に供給された熱エネルギーのうち蒸発に消費された分を除いた 840 kcal/day に相当する。ただし、この値は年平均値からの偏差である。) を与え、また成層破壊過程においては負の浮力フラックス $-2.0 \times 10^4 \text{ cm}^3/\text{s}$ を与えた。また風については、基本的な応答特性をみる目的で全湖一様に風速 2 m/s で風向が琵琶湖長軸方向に一致する北東風および南西風の2種類の風を想定した。各Caseにおけるこれらの取扱いとその他の入力諸元を表1に示す。ただし、初期水温分布については表1のように、成層化に至る過程では全層一様とし、成層破壊過程では仮想的な水温成層を考えた。

表-1

	風		水温の初期値			湖面での 浮力束
	風向	風力	第1層	第2層	第3層	
Case 1	NE	2000%	2.0℃	2.0℃	2.0℃	$2.0 \times 10^4 \text{ cm}^3/\text{s}$
Case 2	SW	2000%	2.0℃	2.0℃	2.0℃	$2.0 \times 10^4 \text{ cm}^3/\text{s}$
Case 3	NE	2000%	22.0℃	17.0℃	10.0℃	$-2.0 \times 10^4 \text{ cm}^3/\text{s}$
Case 4	SW	2000%	22.0℃	17.0℃	10.0℃	$-2.0 \times 10^4 \text{ cm}^3/\text{s}$
Case 5	NE	2000%	4.0℃	4.0℃	4.0℃	0.0
Case 6	SW	2000%	4.0℃	4.0℃	4.0℃	0.0

$$\begin{aligned} A_h &= 100000 \text{ cm}^2/\text{s} & A_v &= 1.0 \text{ cm}^2/\text{s} \\ K_h &= 10000 \text{ cm}^2/\text{s} & K_v &= 1.0 \text{ cm}^2/\text{s} \\ f &= 8.36 \times 10^{-5} \text{ rad/s} \end{aligned}$$

4結果: Case 1 ~ Case 6 の1層目の流量フラックス (流速と層厚の積) のベクトル図をそれぞれ図1 ~ 図6に示す。まず、正の浮力フラックスを与えた場合 (Case 1, Case 2) をみると、北東風を吹かせた Case 1 と南西風を吹かせた Case 2 とでは全く対照的な湖流の流動形態を示している。すなわち、北湖・南湖とも東岸および西岸でそれぞれの風向と同じ向きの沿岸流が現われている。北東風の場合には南湖に近い北湖の南部に反時計回りの環流が生じ

南西風の場合には東岸の岬川付近で同じく反時計回りの大規模な環流が生じている。またどちらの場合にも水深の深い北湖中央部では風向とは反対向きに湖流が生じ、従来からいわれている吹送流系の湖流パターンとなっている。これら2ケースの結果では正の浮力フラックスを湖面から吸収させ暖められることによって生じる湖水の熱対流による流動は、風による吹送流の作用に比べて弱く圧倒的に風の影響を強く受けることになっている。次に、負の浮力フラックスを与えた場合(Case3, Case4)をみると、北湖の東岸に沿っていつれの風の条件の場合にも北上流が現われ北湖北部の水深が深いところで反時計回りの環流が発生している。北東風が吹く場合には東岸の沿岸流のため環流の中心がやや沿岸に寄っているが環流自体の流速には影響を与えていないようである。したがって、この場合の環流は風による効果よりは成層状態が徐々に破壊される過程における圧力変化に起因していることと予想される。このことと、密度を全層において一様とし負の浮力フラックスを与えた場合の計算結果ではこのような環流が発生しなかったことを考え合わせれば与えられる浮力フラックスの値より初期に想定される密度分布が成層化しているかないかの方が大きい役割を果たすように思われる。また、これは夏期における北湖北部の安定な水平循環の存在という実現象と結びつくのではないかなとも思われる。最後に、密度が一定の場合(Case5, Case6)をみると、Case1, Case2の正の浮力フラックスが与えられた場合とほぼ同様に風の影響による地形性環流の存在が確認できた。

5. 今後の検討課題: 本モデルは差分スキームにヒミインアリソット法を採用している。その利点として大きな Δt を用いても安定して計算できたが、一方、運動方程式、湖面での境界条件式が結局は水位変動に関する2階楕円型偏微分方程式のディリクレ境界値問題を構成することになり、これを逐次近似法(S.O.R.法)によって解くのに境界外での値をつねに0に固定したために水位の変動が抑制されすぎる結果となった。ここでの解析でも水位の変化は数mmという極端に小さい値となっており、実際の現象からは予想されない程度となっている。したがって、例えば琵琶湖での水位変動、静振などの振動・波動問題を扱うには、なお検討を要することは明らかである。さらに、計算条件における風速、風向の湖面上での分布を考えたとえ方、あるいは湖面からの熱流出入を表わす浮力フラックスの評価法などまだまだ残された問題が山積している。今後は差分スキームの改良、あるいは琵琶湖南湖に適用された2次元1層モデル²⁾の変数配置の採用などによって総合的にモデルを検討したい。

《参考文献》 1) 大西行雄: 数値研究(その手法), 環境科学としての海洋学2, 第15章, 堀部純男編, 東工出版会, 昭和53年
2) 岩佐, 井上, 足立: 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, 京都大学防災研究所年報, 21(1978)

