

琵琶湖の湖流形成における湖面からの熱流入の役割

京都大学防災研究所 正員 村本嘉雄 正員 大西行雄
 京都大学大学院 学生員 〇片岡幸毅

1. はじめに：琵琶湖の南北両湖の境界付近に冬季に発生する密度流現象に関して、次のことが知られている。冬季に、水際の小さな南湖で冷却された水が底層をはって、一般流である南流に逐って北湖へ逆流する。南北両湖水の交換という点で、この流れが最も重要である。しかし、この流れは冬季に常時存在するのではなく、寒波の到来から2~3日遅れるように間欠的に発生する²⁾。本研究では、琵琶湖の地形を考慮した3次元非定常数値モデルによるこの流れの予測可能性を検討する。

2. 基礎方程式：湖流を支配する基礎方程式は、次のようにとる。ただし、大規模な現象を扱うから、ブシネス近似および静水圧近似が成立すると仮定する。 x, y, z 軸は右手系直交座標で、 z 軸は鉛直上向きとする。 u, v, w はそれぞれ x, y, z 軸向きの流速成分、 ζ は水位の基準平衡水位からの鉛直上向き変位、 b は浮力で、 ρ は水の密度、 ρ_0 は水の基準密度(1970) A_v, A_h は各々鉛直渦動粘性係数、水平渦動粘性係数で、 K_v, K_h は各々鉛直渦動拡散係数、水平渦動拡散係数であり、 f はコリオリパラメータ、 g は重力加速度である。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathcal{L}u - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_h \nabla^2 u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathcal{L}v + f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_h \nabla^2 v$$

$$\text{ただし } \mathcal{L} = u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

$$p = \rho_0 g \zeta - \int_0^z b dz, \quad b = \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} g$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \mathcal{L}b = K_v \frac{\partial^2 b}{\partial z^2} + K_h \nabla^2 b$$

境界条件は、水面($z=0$)では $\partial \zeta / \partial t = (w - u \partial \zeta / \partial x - v \partial \zeta / \partial y)_{z=0}$, $-K_v \partial b / \partial z = Q_0$ で Q_0 は湖面に入る浮力フラックス(cm^3/sec)である。また湖底($z=-H, H$ は水深)、陸岸では、 $u=v=0$ である。

数値計算手法は、大西に従ったので、ここではその詳細は述べない。

3. 計算条件：最初に、琵琶湖全域を対象として、水平格子間隔を1km、鉛直分割は水深に応じて2~3層になるようにとり、計算を行った。河川流出入については、流出河川

表-1

BUOYANCY FLUX ($\times 10^{-2} \text{ cm}^3/\text{sec}$)					
JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUNE
-0.18	-0.04	0.10	0.29	0.51	0.50
JULY	AUG.	SEP.	OCT.	NOV.	DEC.
0.38	-0.05	-0.36	-0.45	-0.39	-0.30

K (cm^2/sec)

	JAN.	FEB.	MAR.	APR.	MAY	JUNE
0 m	2.00	2.00	2.00	1.20	0.50	0.50
10 m	2.00	2.00	2.00	1.20	0.50	0.30
25 m	2.00	2.00	2.00	1.50	0.40	0.30
JULY	AUG.	SEP.	OCT.	NOV.	DEC.	
0.50	0.50	2.00	2.00	2.00	2.00	
0.03	0.03	0.05	2.00	2.00	2.00	
0.05	0.08	0.10	0.10	0.40	2.00	

 A_v (cm^2/s)

0 m	1.0
10 m	1.0
25 m	1.0

 $A_h = 100000$ (cm^2/s) $K_h = 10000$ (cm^2/s) $f = 0.537 \times 10^{-4}$ (s^{-1}) $g = 980.0$ (cm/s^2)

の瀬田川と疏水での放流量の計測からその値を各月ごとに合計して月間平均流出量を求め、流入河川については、琵琶湖の水量を一定に保つように、その時点での流出量と同量加流入するとし、主な河川地点に相当する格子点(117点)に対して、流域面積に比例する量を与えた。これらのデータとしては、昭和52年のものを用いている。その他の入力諸元は、表1に示す。 K_v, A_v の値は線型補間して用いられた。浮力束および K_v の値は、北湖の代表点における水温観測データを用いて、貯熱法をもとに推定した値を用いている。 $t=0$ において流れはなく、3月中旬の水温を浮力に変換して均一な状態を初期条件として与えた。次に、全湖モデルの

MURAMOTO YOSHIO, OONISHI YUKIO, KATAOKA KOUKI

11月中旬での流況を、南湖を対象とした同様のモデルの初期条件($t=241$ 日)として与えて計算を継続した。南湖モデルの対象とする領域は南湖全域と北湖南部水域で、水平格子分割は500mの正方形格子網にとる。湖面での浮力束として、表1の値を与えるものをCaseS1として、開始時刻 $t=241$ 日から60日間計算を行った。同様な条件で、コリオリパラメータ $f=0$ として計算したものをCaseS5とする。また、CaseS1の条件下で湖面での浮力束を2,4,8倍にした場合を各々CaseS2,S3,S4として、CaseS1の計算開始後10日目を初期値として5日間計算を行った。

4. 結果：まずCaseS1およびCaseS5の $t=271$ 日目における下層の水平流速ベクトル図を図1および図2に示す。コリオリ力のない場合、下層では常時北湖へ向かう逆流が生じている。一方コリオリ力のある場合逆流は生じていない。浮力束が月間平均の値であることや、実際の密度流現象がかなり間欠的な現象であることから、コリオリ項のない場合の北上流は実際の密度流を説明し得ない。次に、コリオリ項を含み浮力束を寒波到来時の条件に近くなるように大きくした場合の計算結果を図3に示す。この図はCaseS3の $t=256$ 日目における下層の流速ベクトル図で、この時刻に相当する、CaseS1の図を図4に示す。この2つの図から明らかなように、浮力束が大きくなった場合、南北湖の境界付近において、相当強い北上流が現れている。

各ケースにおいて、逆流により北湖へ侵入する流量を境界付近における流速とその流速の代表する領域の断面積の積から求めたのが図5である。これから、月間平均の浮力束程度では、5日間ほとんど逆流量は発生しない。これに対して、4倍8倍の浮力束を与えた時は、2~3日後に相当の逆流量が計算された。

以上の結果から、湖面冷却による南湖水の北湖への逆流現象は、冬季の月間平均の冷却量では発生せず、寒波の到来に相当する強い湖面冷却を与えた時にのみ、寒波到来後、2~3日して発生することが示され、実際の密度流現象をうまく説明し得ることが示された。この点に関して、南湖スケールにおいても、コリオリ効果が無視できない重要な役割を果していることがわかった。

《参考文献》 1) 村本・道上：京都大学防災研究所年報、第21号B-2、1978

2) 村本・大西・大久保：京都大学防災研究所年報、第22号B-2、1979

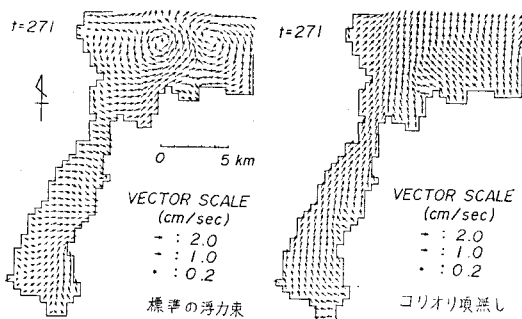


図-1

図-2

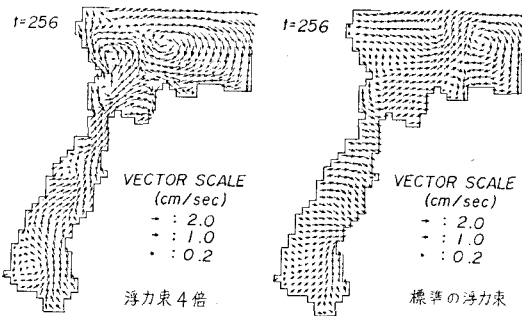


図-3

図-4

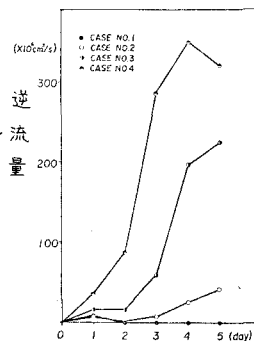


図-5